

三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価について

平成 15 年 10 月 28 日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成 11 年）において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、このため、強震動予測手法の高度化を推進することを項目の一つとして挙げた。

これを受け、地震調査委員会は、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を念頭におきつつ、強震動の評価手法として「詳細法」¹について検討するとともに、それをを用いた強震動の評価を行うこととしている。強震動評価部会はその一環として、活断層で発生する地震に適用する強震動予測手法について検討を進め、その成果は地震調査委員会(2002a)²、地震調査委員会(2003a)³、地震調査委員会(2003b)⁴として公表した。今回、この手法を基に三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価を取りまとめたので報告する。

なお、今回行った「詳細法」における工学的基盤までの強震動評価は、現在までに得られている最新の知見を総合し、最適な手法を用いて行ったものである。浅層地盤の影響評価については利用できるデータが限られているため簡便な手法を用いた。地震動の計算に用いる地下構造や微視的震源パラメータの精度良い推定には限界があることから、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでいる。個別地域の防災対策の検討を行うにあたっては、この点に留意するとともに、地域の詳細な浅層地盤データに基づいてその影響を別途考慮する必要がある。

¹ 断層破壊過程や地下構造の固有の性質を詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動予測手法。説明文参照。

² 地震調査委員会(2002a)：糸魚川―静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価（平成 14 年 10 月 31 日公表）。

³ 地震調査委員会(2003a)：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 15 年 3 月 12 日公表）。

⁴ 地震調査委員会(2003b)：布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 15 年 7 月 31 日公表）。

三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価

地震調査委員会では、三浦半島断層群について、その位置及び形態、過去や将来の活動等に関する評価結果を「三浦半島断層群の評価」（地震調査委員会，2002b；以下「長期評価」という）としてまとめ、公表している。今回、この報告を踏まえ、強震動評価を行ったので以下に報告する。

1 想定する震源断層

三浦半島断層群は、「長期評価」によると、三浦半島の中部・南部及び浦賀水道に分布しており、その主部は、神奈川県三浦郡葉山町から横須賀市を経て浦賀水道に至る。また、三浦半島断層群主部は、ほぼ西北西－東南東方向に並走する北側の衣笠・北武（きぬがさ・きたたけ）断層帯と南部の武山（たけやま）断層帯に細分される。（**図 1 参照**）。今後 30 年の間に地震が発生する可能性は、両断層帯ともに確率の最大値をとると我が国の主な活断層の中では高いグループに属することとなるが、その中でも武山断層帯がより高い確率となっている。なお、三浦半島断層群南部については、その平均活動間隔が不明であることより、将来の地震の発生確率は求められていない。

本報告では、上記の「長期評価」を踏まえ、震源断層モデルとして武山断層帯が活動する場合（**ケース 1～3**）と衣笠・北武断層帯が活動する場合（**ケース 4**）を想定した。

武山断層帯が活動すると想定したケースについて、アスペリティ⁵の数は、経験的な知見に基づき 1 つとした。その位置は、三浦半島の東部で活断層地形が明瞭で、西部では不明瞭であることより（神奈川県，2001a）、アスペリティの中心が三浦半島東部に位置するように想定した。アスペリティの深さについては、震源断層の中央の深さに位置する場合と（**ケース 1**）、震源断層の上端に接する場合（**ケース 2**）とを想定した。さらに、震源断層の傾斜角については、傾斜角 45 度の場合（**ケース 1、2**）と 60 度の場合を想定した（**ケース 3**）。**ケース 1** を基本ケースとして、これらのケースを比較することにより、アスペリティの深さや断層の傾斜角を変化させた場合の地震動予測結果に与える影響を検討することができる。

衣笠・北武断層帯が活動する場合については、そのアスペリティの位置、深さ、震源断層の傾斜角を武山断層帯の**ケース 1** に準じたケースのみ想定した（**ケース 4**）。

各ケースにおける断層の形状、アスペリティ及び破壊開始点の位置を**図 2** に、設定した震源特性のパラメータを**表 1** に示す。

2 用いた地下構造モデル

地震波は、一般的には震源断層から上部マントル層を含む地下を伝わり、次第に減衰していく。しかし、地震基盤（地下数 km に分布する堅固な岩盤）より上の地層の影響（以下「深い地盤構造」という）及び地表付近に分布する表層地盤のごく地域的な影響（以下「浅い地盤構造」という）により増幅される。

このため、三浦半島断層群の震源断層を含む強震動評価を行う範囲において、これらの地下構造モデルを評価した。本評価範囲は、関東平野南部、関東山地や三浦半島、房総半島の一部を含んでおり、特に関東平野については、地下構造に関する多くのデータが得られている。深い地盤構造については、これらの既存資料をまとめることにより、モデルを作成した。その結果（**図 3**）

⁵ 震源断層の中で特にすべり量が大きい領域（強い地震波を生成する）。

によると、地震基盤⁶⁾は評価範囲南東の平野部において相対的に深くなっている。また、浅い地盤構造の影響については、地盤調査データが乏しいことから地形分類に基づいて概略評価した。これにより求めた浅い地盤構造による最大地動の増幅率でみると、評価範囲内では、東京湾沿岸周辺の低地及び足柄平野において増幅率の高い地域が多い（図4参照）。

3 予想される強震動

設定した震源断層と地下構造の評価結果に基づき、評価範囲について約1km間隔のメッシュで強震動予測を行った。

武山断層帯が活動した場合を想定したケース1の地表の震度分布では、三浦半島全域、及び茅ヶ崎市、横浜市や富津市の沿岸部などの広い範囲において震度6弱以上を示し、その中でも震源断層の直上付近に近い評価地点で震度6強以上を示す結果となった。ケース2では、アスペリティが浅い位置に想定されており、アスペリティと地表との距離が短いことより、三浦半島南部を中心にケース1より広い範囲で震度6強以上となった（図5-1参照）。また、ケース3では、震源断層が高角であることより、破壊伝播方向で見た場合のアスペリティから地表までの距離が短く、したがってディレクティブティ効果⁷⁾が顕著となり、ケース1と比べ震度6強以上となる範囲が南に広がっている（図5-2）。ケース1～3について、震度5強及び震度6弱を示す範囲を比較すると、ケースによる大きな相違は見られない。

衣笠・北武断層帯が活動した場合（ケース4）では、武山断層帯の場合と比べ震源断層が東南東-西北西に広いことより、断層の両端付近の藤沢市と富津市において、震度6強以上となる範囲がケース1～3と比べ広がっている（図5-2）。

強震動予測結果の検証として、震源断層からの最短距離と予測結果の関係を既存の距離減衰式（司・翠川，1999）と比べた（図6）。全体的に予測結果は距離減衰式と良い対応を示しているものの、ケース2については、断層最短距離20km以下では特に距離減衰式より予測結果が大きい値となっている。これは、上記したようにアスペリティを浅い位置に想定したためである。

なお、計算手法の検証としては、ここで用いた手法と同様の手法により兵庫県南部地震の強震動評価（地震予知総合研究振興会，1999）及び鳥取県西部地震の強震動評価（地震調査委員会強震動評価部会，2002）を行っており、それぞれの評価結果が震度分布や観測記録を説明できることを確認している。

4 今後に向けて

- ・ アスペリティの深さや断層の傾斜角の設定を変え、複数のケースにおける強震動予測計算を行い、そのばらつきを含めて検討した。今後の調査研究により、強震動予測結果に大きな影響を及ぼすこれらの震源特性に関する情報が得られれば、より精度の高い強震動予測が可能となる。
- ・ 本評価の対象地域は、国内では比較的地下構造に関する情報が多い地域であったが、地下構造モデル作成にあたってはいくつかの仮定が必要となった。強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル（深い地盤構造及び浅い地盤構造）が必要となる。
- ・ 三浦半島断層群が活動する地震のシナリオとしては、衣笠・北武断層帯と武山断層帯とが同時に活動する可能性もある。この場合の強震動予測については、別途検討が必要である。

⁶⁾ 本報告では、 $V_s=2.8\text{km/s}$ 層 ($V_p=4.8\text{km/s}$ 層) を地震基盤として評価を行った。

⁷⁾ 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりあい、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）効果。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、振幅は大きくならない。

表1 三浦半島断層群を想定した地震の震源パラメータ

巨視的パラメータ (震源断層全体)	項目	武山断層帯 (ケース1、ケース2)	武山断層帯 (ケース3)	衣笠・北武断層帯 (ケース4)
	断層原点座標 (緯度、経度)	35.1810° N 139.7580° E	139.7510° N 139.7510° E	139.7881° N 35.1982° E
	走向	N300° E	N300° E	N300° E
	傾斜角	45°	60°	45°
	すべり角	-180°	-180°	-180°
	断層長さ	20km	20km	28km
	断層幅	17km	13.9km	17km
	断層面積	340km ²	278km ²	476km ²
	断層の上端の深さ	3km	3km	3km
	地震モーメント	6.4E+18 N・m	4.3E+18 N・m	1.3E+19 N・m
	モーメントマグニチュード	6.5	6.4	6.7
	静的応力降下量	2.5 MPa	2.3 MPa	3.0MPa
	平均すべり量	0.70m	0.58m	0.97m
	短周期レベル	9.8E+18 N・m/s ²	8.7E+18 N・m/s ²	1.2E+19 N・m/s ²
	アスペリティ	総面積	39 km ²	28 km ²
平均すべり量		1.4m	1.2m	2.0m
地震モーメント		1.5E+18 N・m	9.0E+17 N・m	3.7E+18 N・m
静的応力降下量		22MPa	23MPa	20MPa
背景領域	地震モーメント	5.0E+18 N・m	3.5E+18 N・m	8.9E+18 N・m
	面積	301 km ²	250 km ²	407 km ²
	平均すべり量	0.6m	0.5m	0.8m
	実効応力	3.5MPa	3.9MPa	4.1MPa
	短周期レベル	4.4E+18 N・m/s ²	4.5E+18 N・m/s ²	6.0E+18 N・m/s ²

破壊開始点：アスペリティ下端

破壊伝播形式：同心円状

剛性率：2.7E+10 N/m²

S波速度：3.2 km/s

破壊伝播速度：2.3 km/s

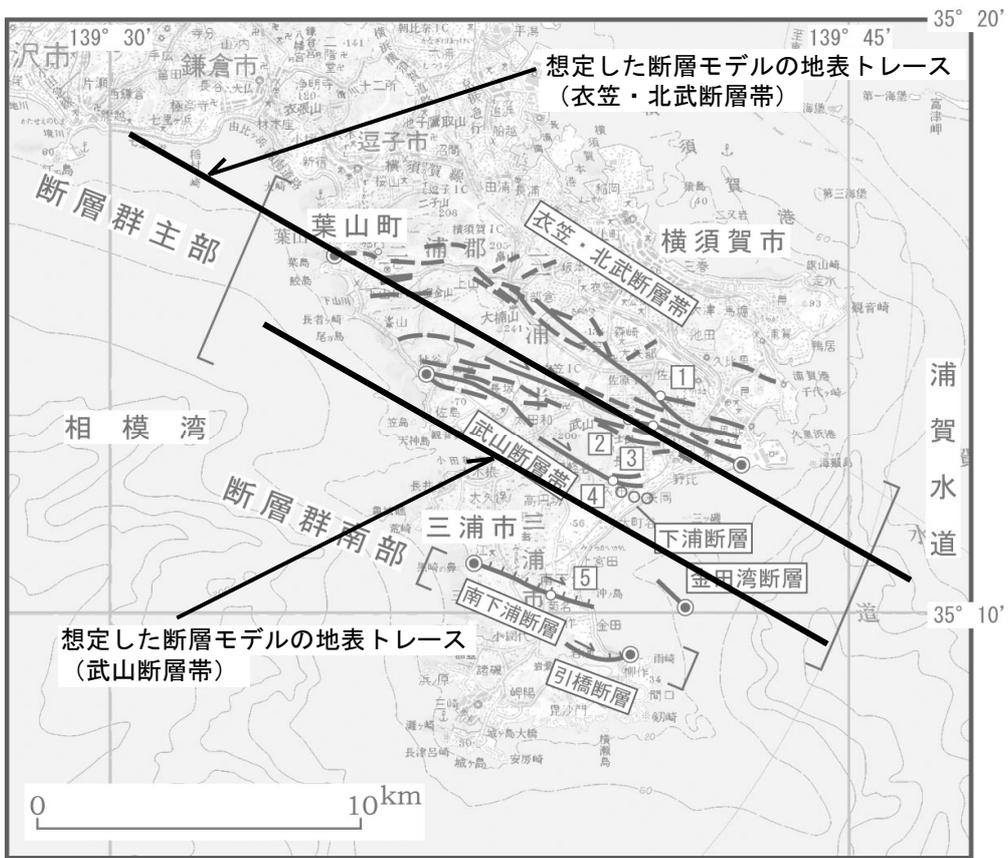
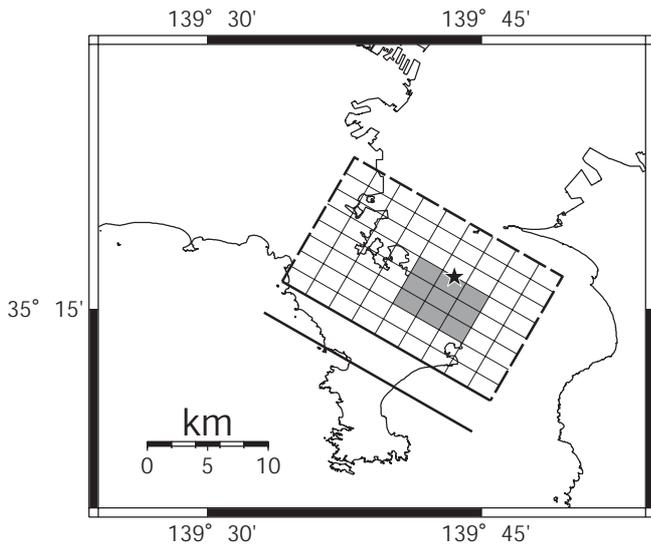
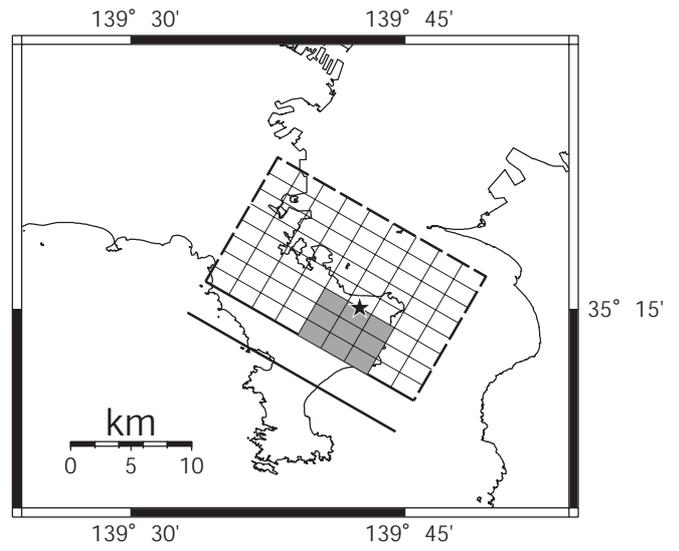


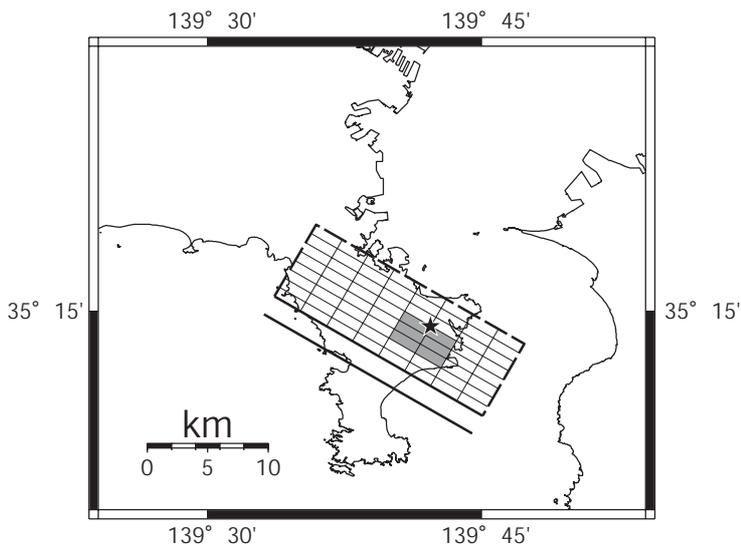
図1 三浦半島断層群の活断層位置と想定した断層モデルの位置
 (長期評価に加筆。基図は国土地理院発行推知地図 200000
 「横須賀」を使用。)



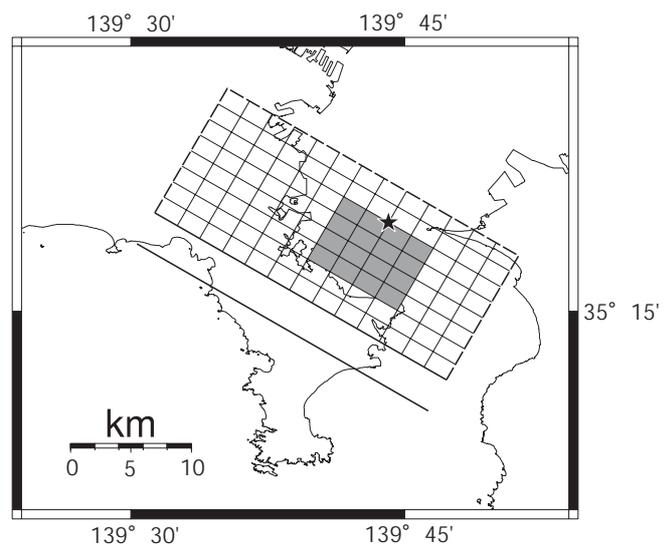
ケース 1
(武山断層帯)



ケース 2
(武山断層帯)



ケース 3
(武山断層帯)



ケース 4
(衣笠・北武断層帯)

—— : 断層の地表トレース*¹
 陰影部 : アスペリティ
 ★ : 破壊開始点

*¹ 断層面の傾斜方向の延長と地表との交線

図 2 各ケースの断層モデル

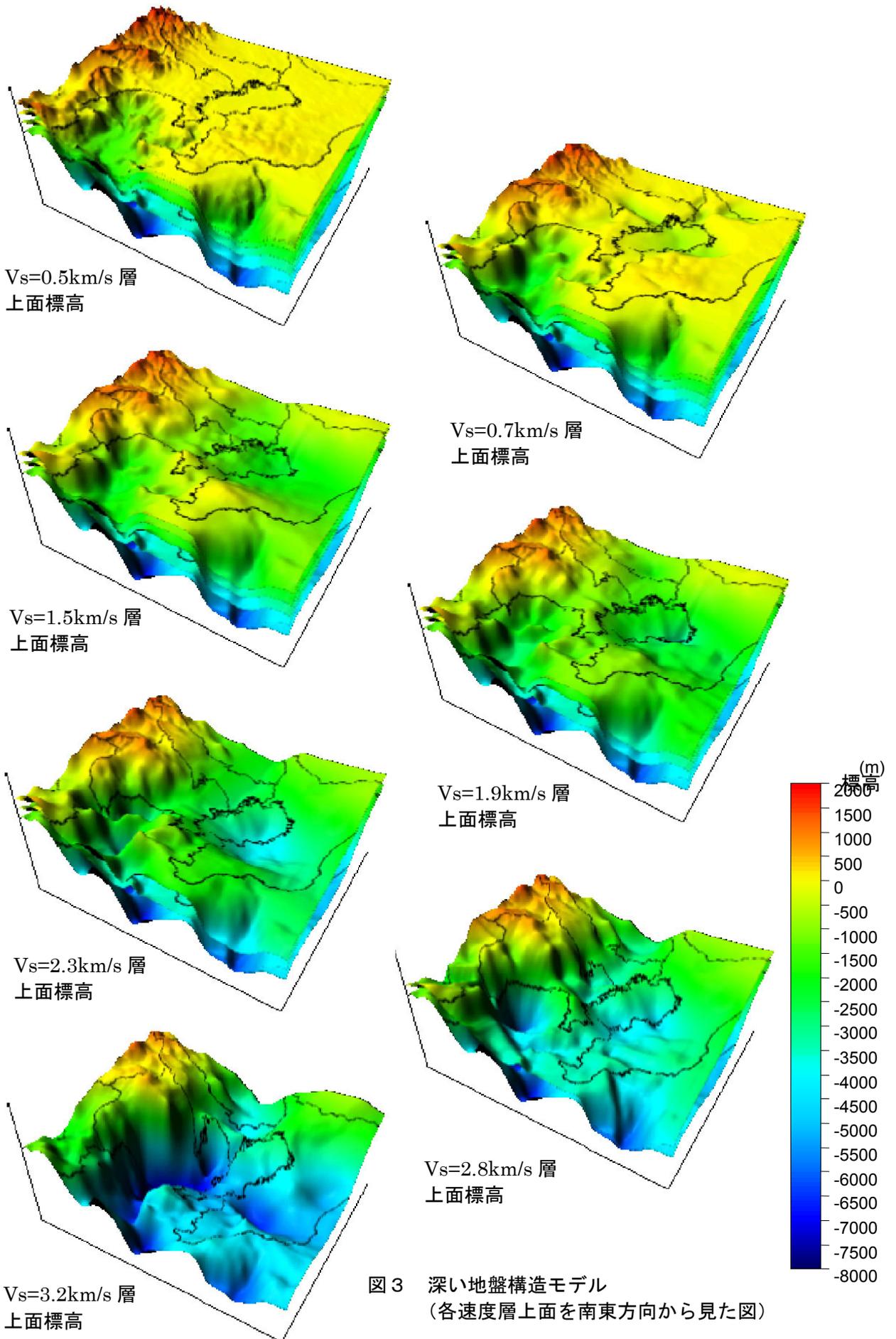


図3 深い地盤構造モデル
(各速度層上面を南東方向から見た図)

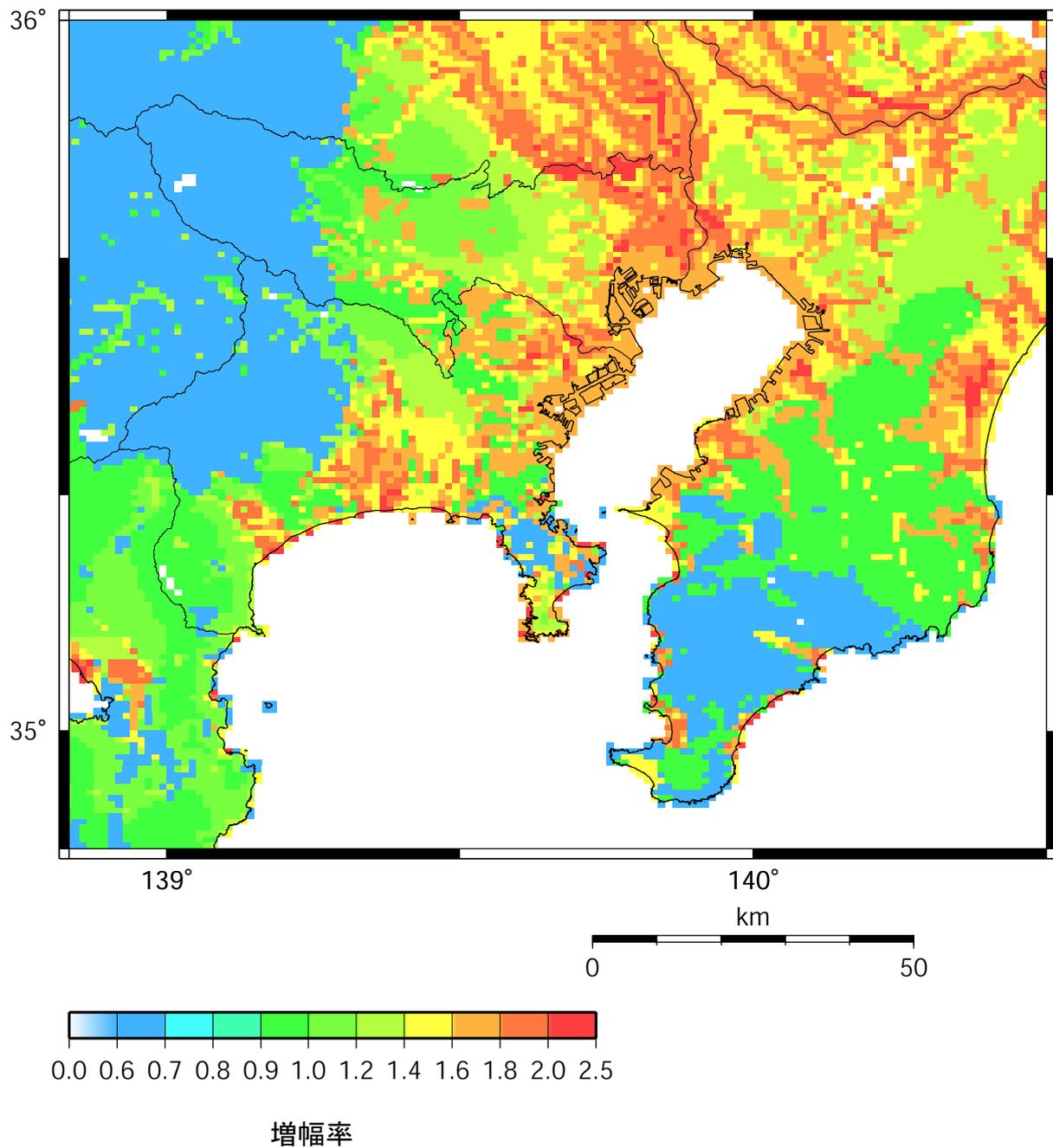
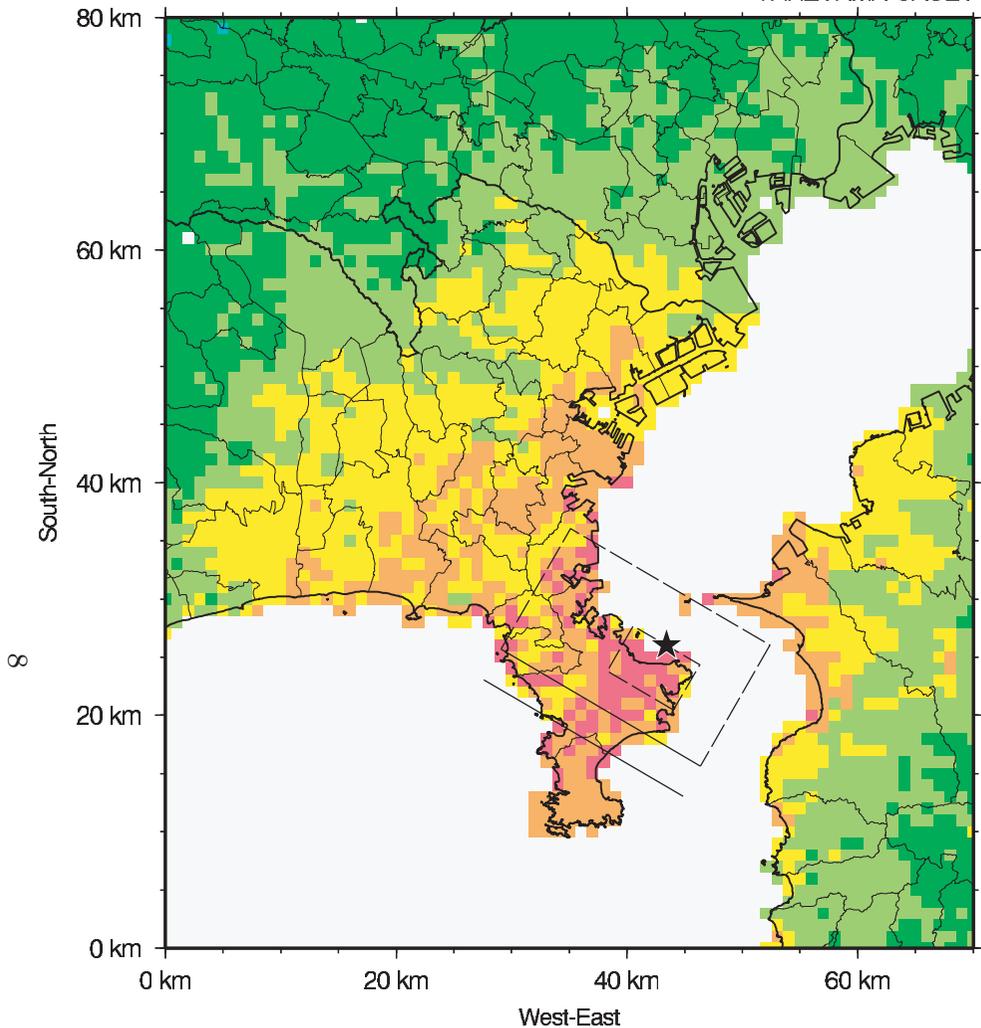


図4 工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$) から地表までの最大速度の増幅率 (浅い地盤構造)

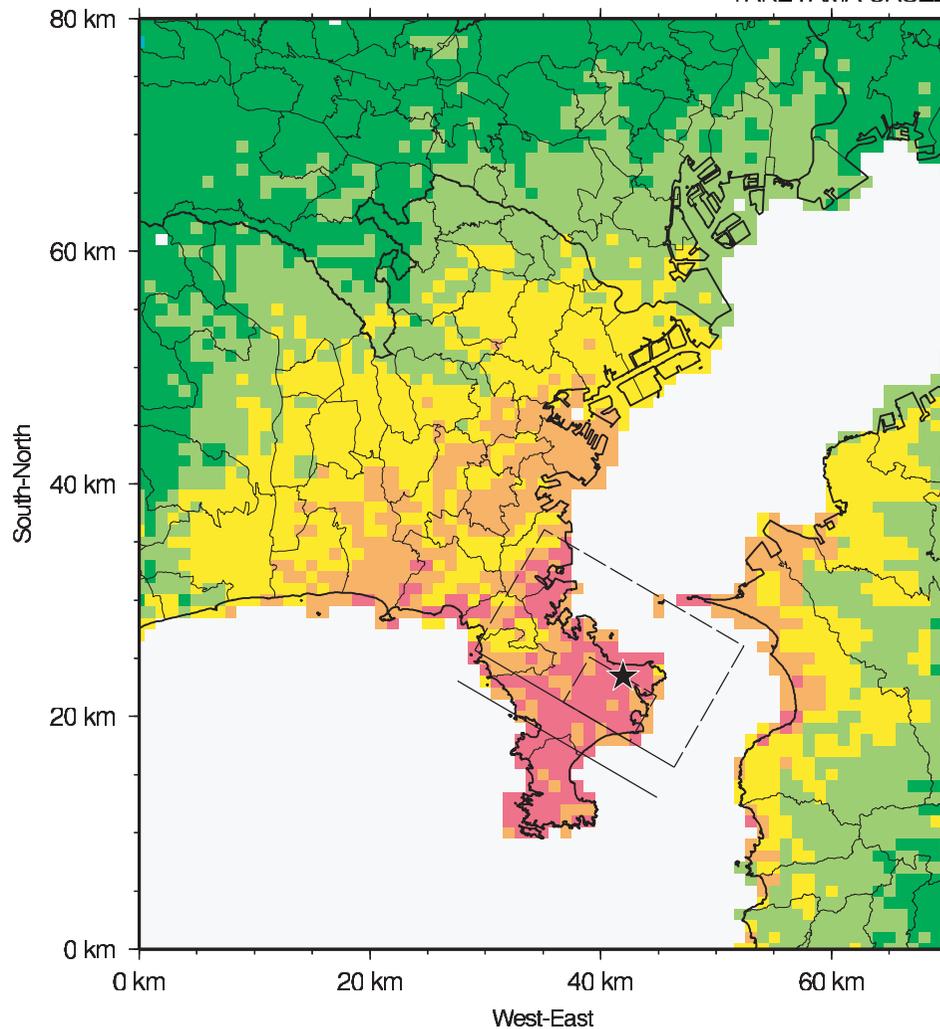
武山断層帯：ケース 1

TAKEYAMA CASE1



武山断層帯：ケース 2

TAKEYAMA CASE2



※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。
 上の図は、震度分布の広がりを概観するためのものであり、個々の地点での値
 にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の
 地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

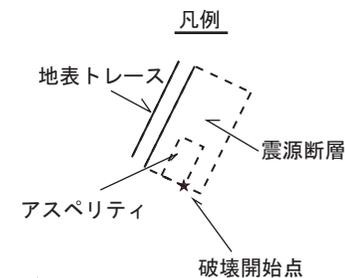
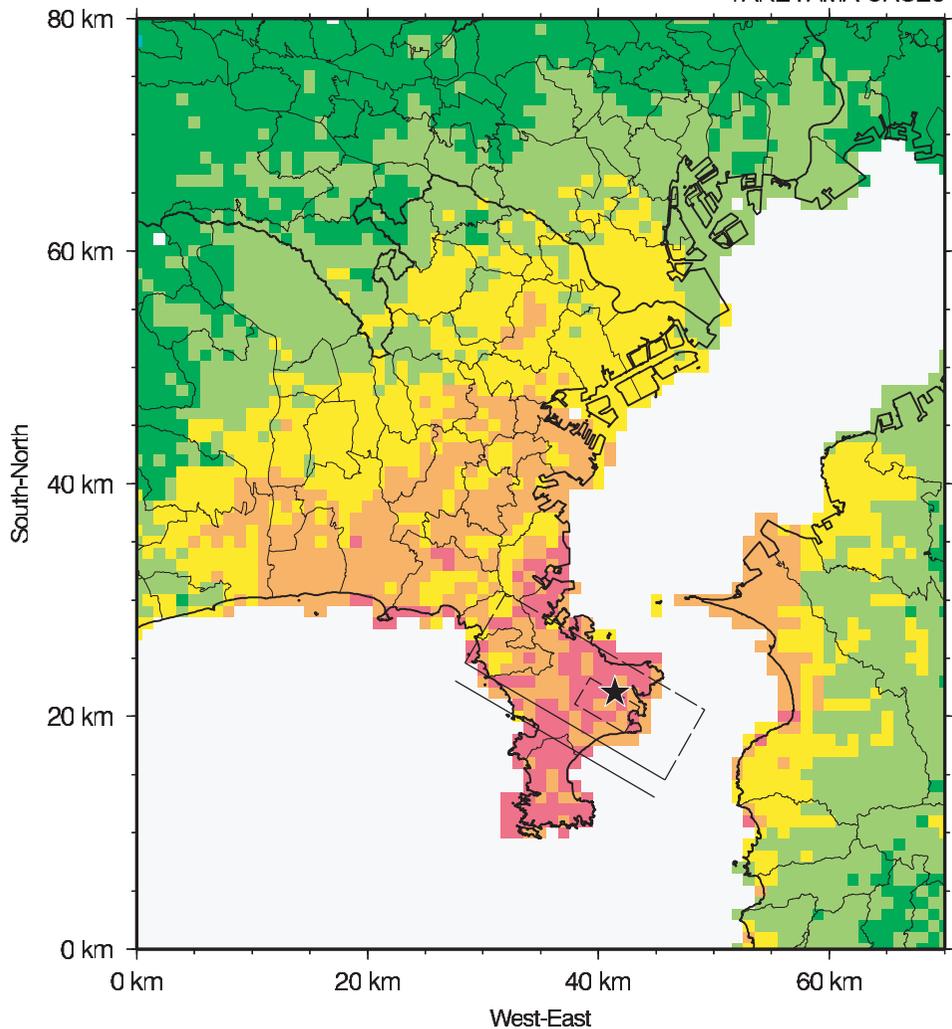


図5-1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布（武山断層帯：ケース1、ケース2）

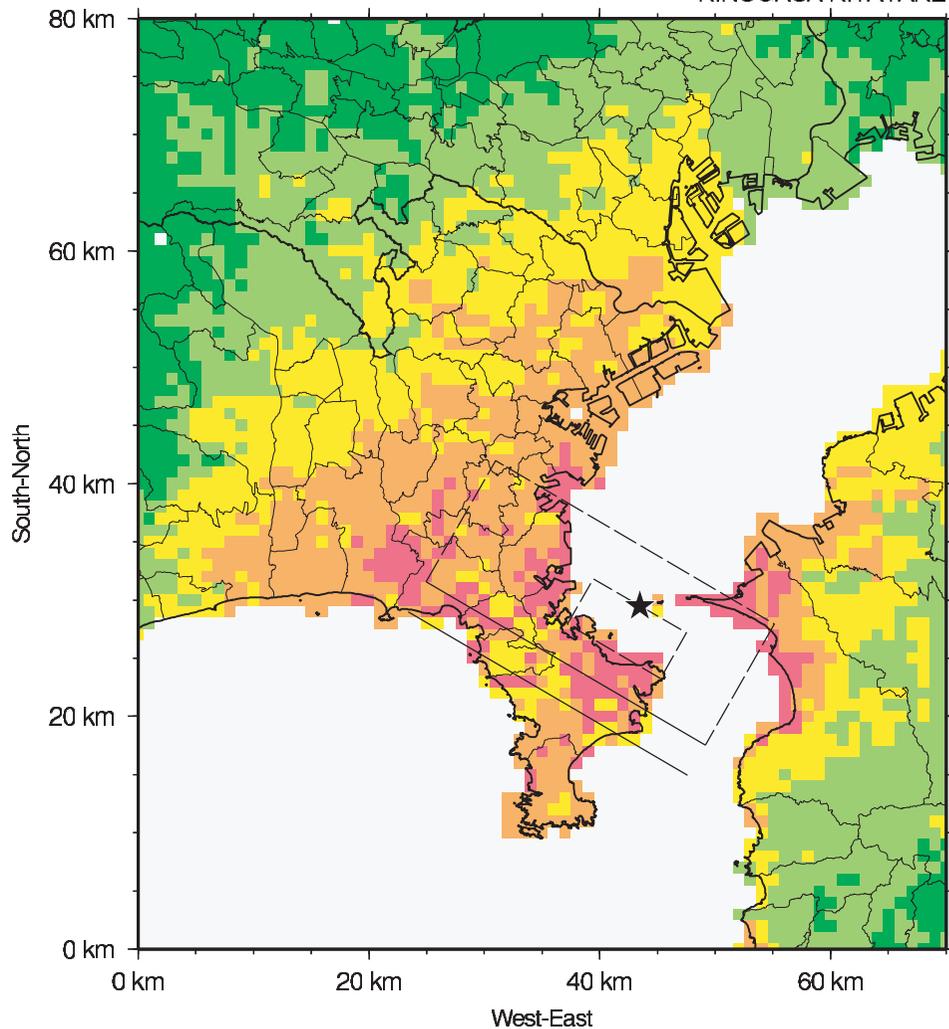
武山断層帯：ケース3

TAKEYAMA CASE3

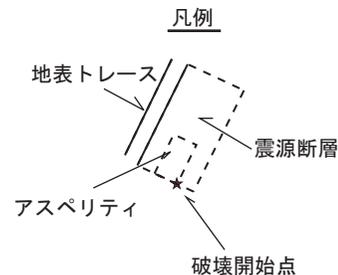


衣笠・北武断層帯：ケース4

KINUGASA KITATAKE



6



※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の広がりを見極めるための概観図であり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布（武山断層帯：ケース3、衣笠・北武断層帯：ケース4）

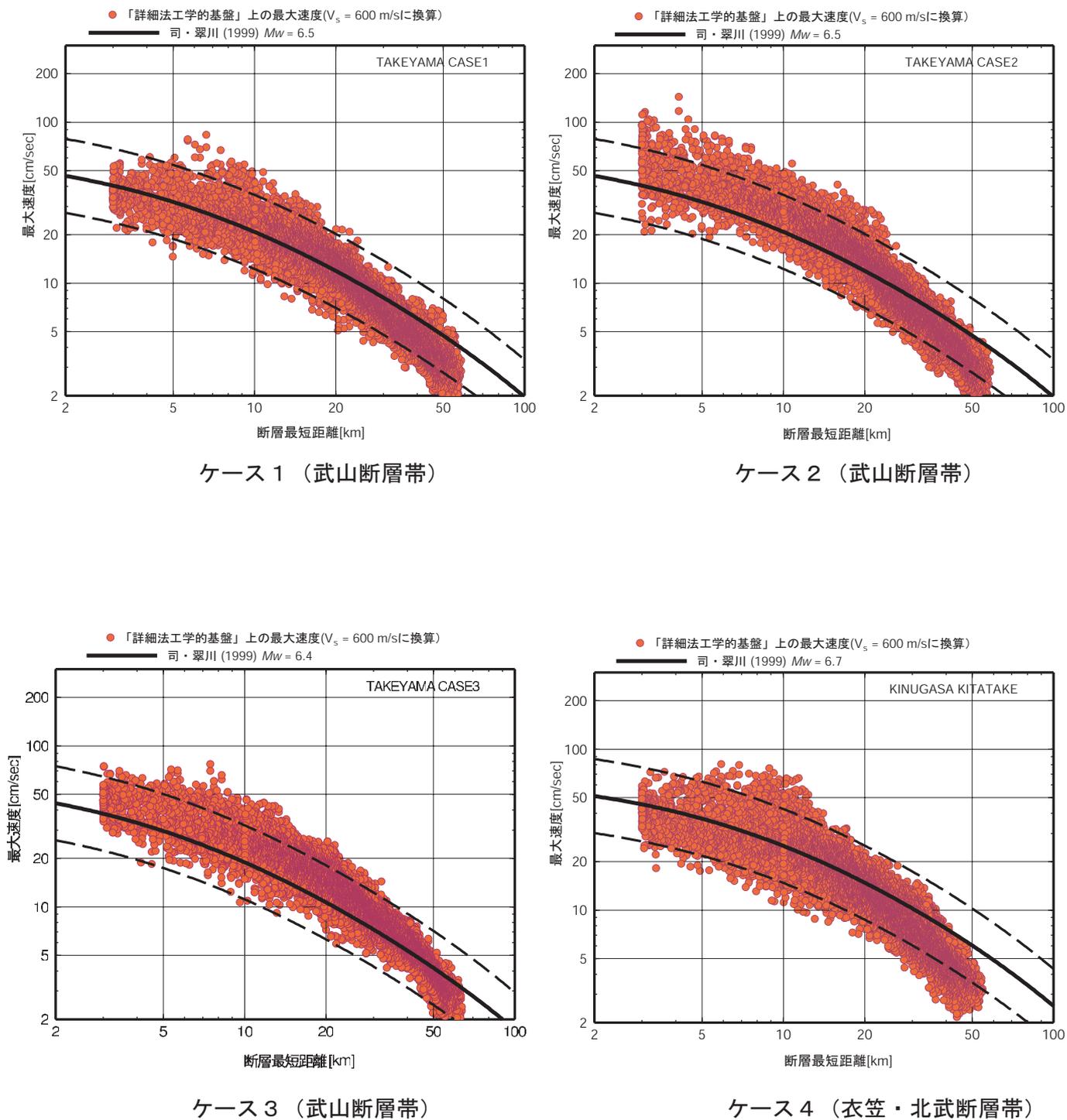


図6 「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600$ m/s相当に換算した値と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較

三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価

(説明)

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図7には作業内容をフローチャートにして示す。

- 1) 地震調査委員会による「三浦半島断層群の評価」（地震調査委員会，2002b；以下、「長期評価」という）では、同断層群を主部と南部に分けて評価している。本報告では、このうち「今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中で高いグループに属する」と評価された衣笠・北武断層帯と武山断層帯の地震を想定することとし、「長期評価」よりそれらの巨視的震源特性を設定した。
- 2) 1)の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデルを設定した。武山断層が活動する場合については、アスペリティの深さが中央で、断層傾斜角45度の設定を基本ケースとし、これに対しアスペリティの位置を浅くしたケース、断層の傾斜角を60度としたケースそれぞれを想定した。衣笠・北武断層帯が活動する場合については、武山断層帯の基本ケースに準じた1通りのケースのみ想定した。
- 3) 関東平野の南部に位置する震源断層周辺の三次元地下構造モデルは、既存の探査データを利用して作成した。浅い地盤構造は国土数値情報（国土地理院，1987）を基に作成した。
- 4) 2)で作成された特性化震源モデル、3)で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約1kmメッシュ単位で「詳細法」（4章参照）を用いて強震動評価を行った。その強震動評価結果については、既存の距離減衰式と比較を行い、検討を行った。
- 5) 平均的な地震動分布を評価するため「簡便法」（4章参照）を用いた強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録の「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」（以下、「レシピ」と呼ぶ）に基づいたものであり、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述した。

1.2 評価地点

本報告における評価地点は、図8に示した「詳細法」、「簡便法」それぞれの評価範囲の中にある約1kmメッシュの中心とした。なお、「詳細法」の評価範囲は、通常は震度6弱となる範囲をすべて含むように設定される。本報告においては、評価対象地域に分布する盆地の影響（特に盆地端部からの表面波や反射波）を評価することを考慮し、評価範囲の北端及び西端を通常より拡張した。しかしながら、木更津の北東に分布する深い盆地については、評価範囲に含まれていないことより、この影響は評価されていない。

1.3 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれにおいて下記のとおりである。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（3章参照）上の時刻歴波形(計算有効周期範囲：0.1～10秒)。
- 地表の最大速度及び計測震度

「簡便法」

- 工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$ 相当：3章参照) 上の最大速度
- 地表の最大速度及び計測震度

本報告では、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、**図8**にその位置を示す東京（東京駅）、川崎（市役所）、横須賀（市役所）、三浦（市役所）、木更津（市役所）それぞれに最も近い5評価地点について、時刻歴波形及び擬似速度応答スペクトルを例として示すこととした。

2. 震源特性の設定

本報告では、武山断層帯が活動する場合について、アスペリティの深さが中央で、断層傾斜角45度の設定を基本ケースとし（**ケース1**）、これに対しアスペリティの位置を浅くしたケース（**ケース2**）、断層の傾斜角を60度としたケース（**ケース3**）それぞれを想定した。衣笠・北武断層帯が活動する場合については、武山断層帯の基本ケースに準じた1通りのケースのみ想定した（**ケース4**）。**図9**に活断層で発生する地震の震源特性設定の流れを示す。

2.1 巨視的震源特性

○震源断層の位置・面積・形状・傾斜角・深さ

- 震源断層の位置については、「長期評価」によるものを使用した。ただし、「長期評価」で断層帯の位置として示された緯度・経度は、その分布が確認されている断層両端の緯度・経度を示しており、これらを直線で結ぶと、陸域で確認されている断層帯の走向とは整合しない。したがってここでは、活断層の位置図より陸域で確認されている断層帯の走向に、想定する震源断層の走向をあわせた（**図1参照**）。また、断層の長さについては、上記のように「長期評価」では、分布が確認されている断層の両端しか示されておらず、海域での延長については示されていない。したがって、それぞれの断層帯の長さを推定することも困難であり、ここでは、武山断層の長さを20kmと設定した。衣笠・北武断層帯については、上記の走向方向に直線的に延長し、西は湘南海岸、東は浦賀水道の最深部までを断層帯とした。これは、西の延長線上の陸域及び東の延長線上の浦賀水道東斜面に断層が認められないことによる。この結果、衣笠・北武断層帯の断層モデルの長さは28kmとなった。
- 地震発生層の深さについて、その上限は、神奈川県(2001b)の調査結果（基盤の深さ分布）より、当該地域の平均をとって3kmとした。地震調査委員会(2003b)では、地震発生層の下限を微小地震の深さ分布より推定したが、ここでは、地殻内微小地震の深さ分布が得られていないことより、地殻内地震発生層の下限の平均に相当する15kmと想定した。
- 震源断層の傾斜角について、「長期評価」では、「地表近傍では高角度と推定される」が、深部については不明としている。ここでは、神奈川県(2001a)の反射法探査の結果（深度断面）を解釈して、基本ケースの断層傾斜角度を45度と想定し、また、断層傾斜角が60度のケースも評価した。
- 上記の地震発生層の厚さ及び傾斜角から断層の幅を算定し[レシピ(1)式参照]、震源断層の面積を算出した。

○地震モーメント M_0

地震モーメントについては、内陸地震の震源断層全体の面積と地震モーメントとの関係に基づき、地震モーメントの値を求めた[レシピ(2)式参照]。図10に地震モーメントと断層面積の関係について過去の地震の解析結果をまとめたものに、今回の設定値をプロットして示す。

○平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D は、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、地震モーメント M_0 及び震源断層の面積 S を用いて推定した[レシピ(4)式参照]。

2.2 微視的震源特性

○アスペリティの数・位置

アスペリティの個数は、経験上、1地震につき平均2.6個で、1セグメントにつき1~2個とされている[レシピ参照]。本報告では、いずれのケースにおいてもその断層面積が比較的小さく、セグメントは1つであることより、アスペリティの数は1つとした。アスペリティの位置については、両断層帯とも三浦半島の東部で活断層地形が明瞭で、西部では不明瞭であることより（神奈川県、2001a）、アスペリティの中心が三浦半島東部に位置するように想定した。

○アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下短周期レベルと呼ぶ）と関係があることから、以下の手順で算定した。

- ・ 壇・他(2001)による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[レシピ(5)式参照]を用いて、地震モーメントから短周期レベルを算定した（図10）。
- ・ 上記で算定した短周期レベルから、便宜的に等価な半径 r の円形のアスペリティが一つあるという考え方を基にして、アスペリティの面積 S_a を求めた[レシピ(6)~(8)式参照]。

算定した結果、震源断層の面積に対するアスペリティの総面積の比は、武山断層帯（ケース1~3）で10~11%、衣笠・北武断層帯（ケース4）では15%となる。これまでの研究成果では、アスペリティの総面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の平均22%(Somerville et al.,1999)、15%~27%(宮腰・他, 2001)、平均37%（石井・他, 2000）といった結果が得られている。

○アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果（Somerville et al, 1999）を基に震源断層全体の平均すべり量の2倍とし、アスペリティのすべり量及び背景領域のすべり量を算定した[レシピ(9)~(13)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は武山断層帯（ケース1~3）で1.2~1.4m、衣笠・北武断層帯（ケース4）では2mとなる。なお、「長期評価」によると、両断層帯ともに1回のずれ量は1m程度もしくはそれ以上と推定されている。

○アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(14)~(15)式参照]。

○ f_{max}

f_{max} については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会(2002a)と同様、兵庫県南部地震の研究成果(鶴来・他, 1997)である6Hzを用いた。

○すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(16)~(19)式参照]。

2.3 その他の震源特性

○破壊開始点の位置

破壊開始点については、三浦半島断層群の分岐形態等から想定することは困難であったことより、地震調査委員会(2003a)同様に、アスペリティの中央下端とした。

○破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状(概ね同心円状)に割れていくものとした。

○破壊伝播速度

平均破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係(Geller, 1976)から求めた[レシピ(20)式参照]。

2.4 詳細な計算に用いる震源モデル

強震動計算に用いる震源モデルは、震源断層を約2km×2kmの要素メッシュに分割して設定した(図2)。

3. 地下構造モデルの設定

強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造(以下、深い地盤構造と呼ぶ)、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、浅い地盤構造と呼ぶ)の3つに分けて設定を行った。なお、本報告において工学的基盤は2通りに定義されているが、これについては「3.2深い地盤構造」において説明する。

3.1 上部マントルから地震基盤までの大構造

上部地殻の層厚、P波速度、S波速度、密度については、Yamazaki et al. (1992)が設定した値を用いた。フィリピン海プレートの上層深度分布は、Ishida(1992)より設定した。同プレートの海洋性地殻の厚さは、Nakanishi et al.(1998)より7kmとした。そのP波速度については仲西・他(1994)より6.8km/sとし、S波速度は関口(2000)による神奈川県中央部を通る南北断面のポアソン分布から読み取ったポアソン比を用いて、3.93km/sと設定した。密度は、Yamazaki et al. (1992)が設定した2.9g/cm³とした。上部マントルのP波速度は、仲西・他(1994)の探査結果から7.8km/sとした。S波速度は、Yamazaki et al. (1992)が設定した V_p/V_s より4.47km/sとした。密度は、Yamazaki et al. (1992)の3.2g/cm³とした。図11に三浦半島下の上部マントルから地震基盤までの大構造モデルの断面を示す。

ただし、半経験的方法[レシピ参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、次式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤・他(1994b)による周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 0.8\text{Hz}) \quad \text{————— (1)}$$

$$Q=110 \quad (f < 0.8\text{Hz})$$

ここで、f: 周波数(Hz)

3.2 深い地盤構造

深い地盤構造モデルについては、レシピの中の「深い地盤構造のデータが一部揃っている場合」の「過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース」に相当するものとして、その考え方にに基づき、以下の手順でモデルの作成を行った。

- ① 鈴木(2002)等の地質的情報を基に地質断面図及び各地層の上面（基底面）等深線図を作成した。
- ② 屈折法弾性波探査、反射法弾性波探査、微動探査等の探査結果及びボーリングデータ等を基に速度構造断面を作成した。これらでは、P波速度に関する情報が主であったことより、P波速度構造断面を作成した。表2に収集した速度構造に関する文献の一覧、図12にその位置を示す。
- ③ ①の地層境界と②の速度構造断面とを照合し、必要に応じて速度層断面を修正した。図13に、例として、 $x=-30,000\text{m}$ と $x=-70,000\text{m}$ （日本平面直角座標IX系）における地質断面と速度構造断面（東西断面）の対応を示す。速度断面図の中の○は、物理探査の速度層境界などを読み取った位置を示し、○の色でその速度値を示している。
- ④ 情報が乏しく速度構造断面を作成できないところについては、地質データにより補間し、6層から成るP波速度層構造（ $V_p=5.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.1\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.1\text{km/s}$ 層）として、三次元速度構造モデルを評価した（図14）。
- ⑤ 各速度層のS波速度、密度は、P波速度よりLudwig et al.(1970)の關係を用いて換算した。
- ⑥ 東京都、千葉県、神奈川県、埼玉県の地震被害想定資料を参照し、 $V_s=500\text{m/s}$ 層の分布を求めた。その結果、計算範囲の中の一部の地域では、 $V_s=500\text{m/s}$ 層が分布しないと評価された（図15）。

各速度層と地質との關係は次のとおりである。

- $V_p=2.1\text{km/s}$ 層（ $V_s=700\text{m/s}$ 層）は、上総層群に相当する。また、三浦層群や先新第三系が露出する地域では、表層風化帯に相当する。
- $V_p=3.1\text{km/s}$ 層～ $V_p=4.3\text{km/s}$ 層（ $V_s=1.5\text{km/s}$ 層～ $V_s=2.3\text{km/s}$ 層）は、三浦層群に相当する。
- $V_p=4.8\text{km/s}$ 層（ $V_s=2.8\text{km/s}$ 層）は、先新第三系基盤（四万十帯北帯・南帯）に相当する。
- $V_p=5.5\text{km/s}$ 層（ $V_s=3.2\text{km/s}$ 層）は、領家帯、秩父帯及び三波川帯に相当する。

本報告では、 $V_p=4.8\text{km/s}$ （ $V_s=2.8\text{km/s}$ ）の層を地震基盤とした。

なお、本報告では、上記モデルの最上位を「詳細法工学的基盤」と定義するが、最上位には図15に示すように $V_s=500\text{m/s}$ 層が分布するところと $V_s=700\text{m/s}$ 層が露出するところがある。「詳細法工学的基盤」での波形計算処理は、 $V_s=700\text{m/s}$ 層までと $V_s=500\text{m/s}$ 層とでは異なるため、これらを分けて評価する。

一方、「簡便法」においては、上記地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）と定義した。この簡便法における工学的基盤の定義は、地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会による「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，2002）の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

3.3 浅い地盤構造

浅い地盤構造は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」の上に分布し、「簡便法」におい

ては工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$) の上に分布するという前提で、レシピの中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。即ち、国土数値情報を利用した手法(松岡・翠川, 1994)を用い、約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造における表層30mの平均S波速度を求め、これより、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した(図4) [レシピ(21)~(22)式参照]。

4. 強震動計算方法

本報告で用いた強震動計算方法としては、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を取り入れてハイブリッド合成法を用いて地震波形を求める「詳細法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式により最大速度を算定する「簡便法」とを使い分けた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

4.1 「詳細法」

○詳細な計算に用いる震源モデル

強震動計算に用いる震源モデルは、震源断層を約2km×2kmの要素メッシュに分割して設定した(図2)。

○三次元地下構造モデル上面における波形計算

3章で述べた深い地盤構造及び上部マントルから地震基盤までの大構造より、 $V_s=700\text{m/s}$ 層を最上面として、標高軸を深さ軸に変換した($V_s=700\text{m/s}$ 層上面が深さ0mとなる)三次元地下構造モデルを再構築した。この三次元速度構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により $V_s=700\text{m/s}$ 層上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を理論的方法(Pitarka, 1999)による不等間隔格子有限差分法、短周期成分を統計的グリーン関数法(壇・他, 2000)によりそれぞれ計算する。そして、接続周期付近でフィルター処理(マッチングフィルター)を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価することができる。合成の接続周期は約1.1秒とした。また、波形は詳細法評価範囲(図8)における約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、各要素断層に対する地震基盤における統計的グリーン関数、三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

・地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤・他(1994a, 1994b)が推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤・他(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。なお、本報告では $V_p=4.8\text{km/s}$ 層($V_s=2.8\text{km/s}$ 層)を地震基盤として扱ったが、断层面全体の深さや $V_p=4.8\text{km/s}$ 層が比較的浅いところにしか分布しないことを考慮し、より厚く分布している $V_p=5.5\text{km/s}$ 層($V_s=3.2\text{km/s}$ 層)の物性値を用いて、上記地震基盤($V_p=4.8\text{km/s}$ 層)におけるグリーン関数の作成を行った。

・三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地盤モデルから、各計算ポイントでの地震基盤($V_p=4.8\text{km/s}$ 層)よりも上位の速度層分布より一次元地盤モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

- ・三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成
三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたってはラディエーションパターン係数 F を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係及び断層のすべりのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示された F の値のうち S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗和平均と考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445 を F として採用した。

上記のハイブリッド合成法を用いて計算された水平 2 成分の時刻歴波形より最大値（最大速度）を求める際には、2成分のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

○「詳細法工学的基盤」における波形計算

3章で述べたように、三次元地下構造モデルの上位に $V_s=500\text{m/s}$ に至る速度層が設定されている領域がある。これについては、上記三次元地下構造モデル上面の波形を入力波形とし、一次元重複反射理論により増幅を評価して $V_s=500\text{m/s}$ 層の上面における波形を求めた。本報告では、 $V_s=500\text{m/s}$ に至る層があるところではその層、そのほかのところでは三次元地下構造モデルの層上面における波形を「詳細法工学基盤」上における波形（強震動評価結果）とした。

○地表における最大速度の計算

地表における時刻歴波形を求めるためには、浅い地盤構造についても一次元地盤構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いた。すなわち、1kmメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」上面の S 波速度、及び3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均 S 波速度から、最大速度増幅率をレシピ(22)式より求めた。

○地表における計測震度

計算された地表最大速度より、(2)式に示す翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の経験的関係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \text{Log PGV} \pm 0.21 \quad (I=4 \sim 7) \quad \text{————— (2)}$$

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川・他(1999)では $I=0 \sim 7$ の式と $I=4 \sim 7$ の2つの式が提示されているが、 $I=0 \sim 7$ の式は低震度データが強く反映され高震度データがあまり反映されない怖れがある。ここでは、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要と考え、 $I=4 \sim 7$ の式を選定した。

4.2 「簡便法」

○工学的基盤上における最大速度

次に示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤（ S 波速度600m/s）における最大速度を求めた。

$$\log \text{PGV} = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \text{Log}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{————— (3)}$$

PGV :最大速度(cm/s)

M_w :モーメントマグニチュード

D :震源深さ(km)

X : 断層最短距離(km)

さらに、S波速度が400m/sの地盤を工学的基盤とみなし、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅度算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

○地表面における最大速度

1kmメッシュごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(22)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に、求めた増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

○地表における計測震度

地表における計測震度については、4.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

「詳細法」の特徴

- ・ 2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」及び最新の地震学の知見に基づいて想定された断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本報告では「詳細法工学的基盤」上の波形）。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

5. 強震動予測結果とその検証

5.1 「詳細法」による強震動予測結果

4つのケースにおける「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例	図16
「詳細法工学的基盤」上の地震動の擬似速度応答スペクトル	図17
「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布	図18
地表の最大速度分布	図19
地表の震度分布	図5

「詳細法」の評価地点の全点について、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算された。図16、17には、東京、川崎、横須賀、三浦、木更津を代表評価地点とし(図8にその位置を示す)、それぞれにおけるケース1(武山断層帯)とケース4(衣笠・北武断層帯)のハイブリッド合成法によって計算された波形及び減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを示す。なお、ハイブリッド合成法で用いる統計的グリーン関数法(半経験的手法)では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前(P波初動付近)は、理論的手法のみにより計算されており、長周期成分しか有していないことに注意が必要である。

東京地点(東京駅)は、代表評価地点の中では、最も断層からの距離が長く、様々な経路を経て

到達した波が重なりあっていることと、深い地盤構造の影響より、後続波が発達し地震動の継続時間が長くなっている。川崎地点と木更津地点は、東京地点と比べれば震源からの距離が短くなるものの、地震基盤が深くなっている影響で、これらの地震動の継続時間も長い。上記3地点の擬似速度応答スペクトルでは、全地点共通に卓越している0.2~0.5秒の周期だけでなく、10秒前後の周期も卓越している。横須賀地点、三浦地点では、断層に近いことより計算された波形の振幅は大きく（横須賀地点は、波形を示した中で最も大きい）、地震動の継続時間は短い。両地点の擬似速度応答スペクトルでは、0.2~0.5秒の比較的短い周期だけが卓越している。

次に各ケースの「詳細法工学的基盤」上における最大速度の分布を比較する(図18)。なお、地震動の最大速度値は、「詳細法工学的基盤」上において求められた2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値として求めた。ケース1とケース2では、アスペリティの深さを変えている。震源近傍では、アスペリティが浅い位置にあるケース2の地震動の方が顕著に大きい。ケース4（衣笠・北武断層帯）では断層面積が大きくなっていることと、これに応じて地震規模が大きく想定されていることより、最大速度が80cm/sを越えるところが、ケース1より広がっている。しかし、アスペリティの深さは震源断層の中央となっていることより、ケース2のように極端に大きい地震動となることは無い。

図18で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度値に浅い地盤構造による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度値を求めた結果を図19に示した。また、これら最大速度値より換算して求めた震度（地表）の分布を図5に示した。ケース1の地表の震度分布では、三浦半島全域、及び茅ヶ崎市、横浜市や富津市の沿岸部などの広い範囲において震度6弱以上を示し、その中でも震源断層の直上に近い評価地点で震度6強以上を示す結果となった。ケース2では、上記したようにアスペリティが浅い位置に想定されており、三浦半島南部を中心にケース1より広い範囲で震度6強以上となった（図5-1）。また、ケース3では、震源断層が高角であることより、破壊伝播方向で見た場合のアスペリティから地表までの距離が短く、したがってディレクティビティ効果が顕著となり、ケース1と比べ震度6強以上となる範囲が南に広がっている（図5-2）。ケース1~3について、震度5強及び震度6弱を示す範囲を比較すると、ケースによる大きな相違は見られない。ケース4（衣笠・北武断層帯）では、武山断層帯の場合と比べ震源断層が東南東-西北西に広いことより、断層の両端付近の藤沢市と富津市において、震度6強以上となる範囲がケース1~3と比べ広がっている（図5-2）。

なお、4章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は経験的な方法(2式)を用いている。この基としている統計データに計測震度6.0を越えるものは少なく、したがって計測震度6.0を越えるものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合について、浅部地盤の非線形挙動の影響については評価されていない問題もある。さらに、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮すると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められていないと判断される。したがって、本報告では最終的に計測震度6.0以上と評価されたところはすべて「震度6強以上」とし、震度7となる可能性もあることを示した。

5.2 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果（震度分布）を図20に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。断層付近に着目すると、アスペリティの影響を評価している「詳細法」と比べ小さめの震度となっている。また、「簡便法」では、深い地盤構造の影響も取り入れられておらず、その震度分布には工学的基盤から地表への最大速度の増幅率の影響が大きい。

5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）と比較して図6に示す。

いずれのケースについても、全体的に予測結果は距離減衰式と良い対応を示している。ただし、断層最短距離10km前後において、計算値が距離減衰式より大きな値を示すところがある。ケースによって若干異なるが、アスペリティ面の法線と地表面と交わる地域がおよそ断層最短距離10km前後となる。傾斜角が45°（60°）の断層面が水平方向にずれる（横ずれ）というやや特殊な条件より、その放射特性の影響で、当該地域の地震動が大きめになったものと考えられる。また、ケース2については、特に断層最短距離が短いところで計算値が距離減衰式より大きな値を示すところがある。これは、アスペリティが浅い位置に設定されているためである。

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点

- ・ 本評価の対象地域は、関東平野の南部に位置するが、関東平野においては、その地下構造を把握するための探査が数多く行われており、国内における地下構造に関する情報が最も多い地域である。しかしながら、複数の探査結果があるところで、その結果が整合しないものもあり、地下構造モデル作成にあたってはいくつかの仮定が必要となった。強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル（深い地盤構造及び浅い地盤構造）が必要となる。
- ・ 「詳細法」によって時刻歴波形を求めるのは「詳細法工学的基盤」までとし、地表における時刻歴波形は求めなかった。地盤調査データが乏しいことより、地表における波形を求めるのに必要な次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分（約1km四方毎の情報）を利用した経験的な方法を用い最大速度の増幅率を推定することによって地表における最大速度を求めた。さらに地表の計測震度も経験式を用いて最大速度より換算して求めている。
- ・ ひずみレベルが大きい場合について、浅部地盤の非線形挙動の影響については評価されておらず、断層に近いところでの強震動予測結果（地表の最大速度／震度）は、過大評価となっている可能性がある。

6.2 今後の課題

- ・ 三浦半島断層群が活動する地震のシナリオとしては、衣笠・北武断層帯と武山断層帯とが同時に活動する可能性もある（「長期評価」）。このように平行した複数の断層が同時に活動する場合の強震動評価については、まだ検討された事例は少なく、別途検討が必要である。
- ・ 強震動予測結果を工学的に利用するために、微視的震源パラメータの不確定性等による強震動予測結果のばらつきの評価が今後の課題となる。
- ・ アスペリティの深さ位置や断層の傾斜角の設定を変え、複数のケースにおける強震動予測計算を行い、そのばらつきを含めて検討した。また、今後の調査研究により、強震動予測結果に大きな影響を及ぼすこれらの震源特性に関する情報が増えれば、より精度の高い強震動予測が可能となる。
- ・ 上記に加え、破壊開始点（破壊の伝播方向）についても地表の地震動の大きさに与える影響が大きいことが報告されている（地震調査委員会，2003b）。本報告の結果も踏まえ、強震動予測結果のばらつきについては、今後他の地震、他の地域の強震動評価においても検討を重ねていきたい。
- ・ 理論的グリーン関数の計算効率の向上また計算機能力の向上により、今後は評価範囲の拡張、想定ケースの数の増加が期待できる。
- ・ 「詳細法」による強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル（深い地盤構造及び浅い地盤構造）が必要となる。

参考文献（アルファベット順）

- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M., and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明(1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000) : 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 (M_{JMA}7.9) の広域強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 530, 53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62.
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Ishida, M.(1992) : Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 489-513.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, *日本建築学会構造系論文集*, 527, 61-70.
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002) : 確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について.
- 地震調査委員会(2002a) : 糸魚川-静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2002b) : 三浦半島断層群の評価.
- 地震調査委員会(2003a) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003b) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について（地震調査委員会(2002a)の別添）.
- 地震予知総合研究振興会地震調査研究センター（1999） : 平成10年度科学技術庁委託「強震動評価手法のレビューと事例的検討」報告書, 603-715.
- 神奈川県(2001a) : 平成12年度 地震関係基礎調査交付金事業 神奈川県地域活断層（三浦半島断層群）調査報告書.
- 神奈川県(2001b) : 平成12年度 地震関係基礎調査交付金事業 神奈川県地下構造調査成果報告書.
- 国土地理院(1987) : 国土数値情報, 国土情報シリーズ2, 大蔵省印刷局.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake (1970): *Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1*, Wile-Interscience, p.74.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイズ ミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999) : 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, *地域安全学会論文集*, 1, 51-56.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 仲西理子・塩原・肇・日野亮太・小平秀一・金澤敏彦・島村英紀(1994) : 東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明 - エアガン-海底地震計探査による銭洲海嶺, 南海トラフ東部の地殻構造 -, *地震*, 第2輯, 47, 311-331.
- Nakanishi, A., H. Shiobara, R. Hino, S. Kodaira, T. Kanazawa, and H. Shimamura (1998): Detailed subduction structure across the eastern Nankai Trough obtained from ocean bottom seismographic profiles, *J. Geophys. Res.*, 103, 27151-27168.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震*, 2, 53, 1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a) : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的

- 基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- 関口渉次(2000): 関東東海中部地域最上部マントル3次元P波およびS波速度構造, 地震2, 53, 137-151.
- 司宏俊・翠川三郎(1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, 63-70.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 鈴木宏芳(2002): 関東平野の地下構造, 防災科学研究所研究報告, 63, 1-19.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997): 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103.
- Yamazaki, K., M. Minamishima and K. Kudo (1992): Propagation Characteristics of Intermediate-Period (1-10 Seconds) Surface Waves in the Kanto Plain, Japan, *J. Phys. Earth*, 40, 117-136.

表2 速度に関する文献一覧

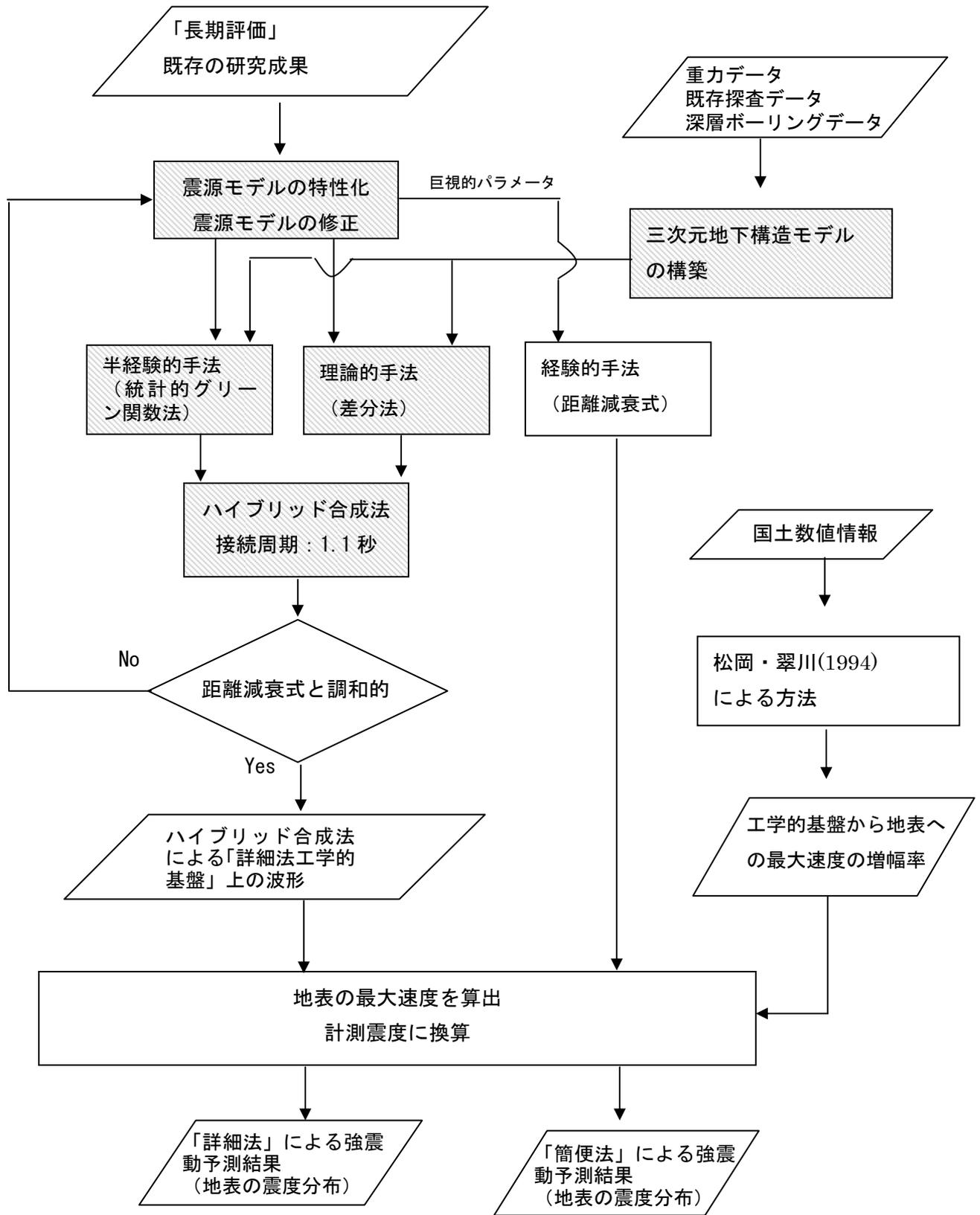
著者	文献名	出典	年	測線番号	探査種別*
Shuzo Asano,Toshikatsu Yoshii,Susumu Kubota,Yoshimi Sakai,Hiroshi Okada,Sadaomi Suzuki,Tetsu Masuda,Hiroshi Murakami,Noritake Nishieda, and Hideki Inatani	Crustal Structure in IZU Peninsula, Central Japan, as Derived From Explosion Seismic Observations 1.Mishima-Shimoda Profile	Journal of Physics of the Earth, 30 , 5	1982	56	1
千葉県	関東平野(千葉県中央部地域)の地下構造調査	2002年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 59-68.	2002	205	1,2,3
千葉県	平成10年度 千葉県地下構造調査成果報告書		1998	201-1,201-2,202、 微動アレイ	1,2,3
千葉県	平成10年度 千葉県地下構造調査成果報告書・別冊微動アレイ参考資料		1998	微動アレイ	3
千葉県	平成11年度 千葉県地下構造調査成果報告書		1999	203	1,2,3
千葉県	平成12年度 千葉県地下構造調査成果報告書		2000	201-1,201- 2,202,203,204- 1,204-2,微動アレイ	1,2,3
千葉県	平成13年度 千葉県地下構造調査成果報告書		2002	206	1
浜田宏司・金子史夫・山田敏博・土井俊雄	人工地震探査によって求めた埼玉県における深い地盤構造とやや長周期地震動の特性について	応用地質年報, 12	1990	18,19,20,21,22,23, 24	1
長谷川功・伊藤公介・佐藤隆司・小野晃司・相原輝雄・楠瀬勤一郎・曾屋龍典・衣笠善博・下川浩一・粟田泰夫・渡辺史郎・鈴木尉元・小玉喜三郎・牧本博・酒井彰・ほか	屈折法による地下探査-房総半島	「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書	1987	100	1
長谷川功・佐藤隆司・伊藤公介・鈴木尉元・小玉喜三郎・奥田庸雄・佐藤堅司・高梨祐司・楡井久・原雄・樋口茂生・古野邦雄・水上雅義・飯塚進	夢の島～大洗の地下構造	日本地震学会講演予稿集.No2	1984	26	1
長谷川功・伊藤公介・渡辺史郎・駒澤正夫・二宮芳樹・伊藤久男・当舎利行・杉原光彦	屈折法および反射法による足柄平野の地下構造	日本地震学会講演予稿集.No2	1992	34	2
長谷川功・伊藤公介・高橋学	上矢作～伊豆大島測線の地下構造	日本地震学会講演予稿集.No2	1989	46	1
長谷川功・伊藤公介・佐藤隆司・楠瀬勤一郎・小野晃司・相原輝雄・渡辺史郎・曾屋龍典・衣笠善博・下川浩一・粟田泰夫	首都圏北部の地下構造	日本地震学会講演予稿集.No1	1983		
岩田知孝・入倉孝次郎・松浪孝治・松井一郎・篠崎祐三・堀家正則・青木義彦・尾崎昌弘・辻本厚・横田裕	τ - ρ 法による足柄平野の表層構造の推定	日本地震学会講演予稿集.No2	1989	36-1,36-2	1
Japanese National Working Group on the Effects of Geology on Seismic Motion(JESG)	Ashigara Valley Blind Prediction Test		1991	106107108	2
神奈川県	関東平野南部(神奈川県地域)の地下構造	第2回 堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 19-28.	2001	111、112、113、 114、115、116、 微動アレイ	1
神奈川県	神奈川県活断層(神縄・国府津-松田断層帯)調査報告書		1996		
神奈川県	伊勢原断層に関する調査報告書		1996	101	1
神奈川県	平成11年度 神奈川県地下構造調査報告書		2000	微動アレイ	3
神奈川県	平成12年度 神奈川県地下構造調査報告書		2001	111、112、113、 114、115、116、 微動アレイ	1,3
神奈川県	平成13年度 神奈川県地下構造調査報告書		2002	102103	2
神奈川大荻本研究室	微動観測による南足柄市の表層地盤振動特性評価に関する研究	神奈川大学工学部研究報告書	2001		
神野達夫	微動アレイ観測による足柄平野の地下構造の推定	物理探査学会第100回学術講演会論文集	1999	微動アレイ	3
関東地方土木地質図編纂委員会	関東地方地質の解説	関東地方土木地質図・同解説	1996		
笠原敬司・田中環・井川猛・太田陽一・川崎慎治・伊藤谷生	足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所反射法地震探査90-AS.91-TANデータの再解析	地震研究所彙報, 77	2002	104	2
建設省	首都及びその周辺の地震予知	資料 既往の地下構造探査		16,17,25	1
川崎市	関東平野南部(川崎市地域)の地下構造調査	第1回 堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 41-50.	2000	111、112、113、 114、115、116	1
小林ほか	首都圏西部の地下構造に関する研究	川崎市の震災予防に関する調査報告書	1985	28,29,30,31,60	1
小林啓美・衣笠善博・鈴木英治・井川猛・溝畑茂治	千葉県印旛郡における反射法探査	日本地震学会講演予稿集.No2	1996	32	1
松岡達郎・白石英孝・梅沢夏実	深部地下構造推定のための微動探査法の適用方法に関する検討-深層ボーリング資料を利用した位相速度の逆解析-	物理探査, 53	2000		

*1:屈折法地震探査、2:反射法地震探査、3:微動アレイ

表2 速度に関する文献一覧

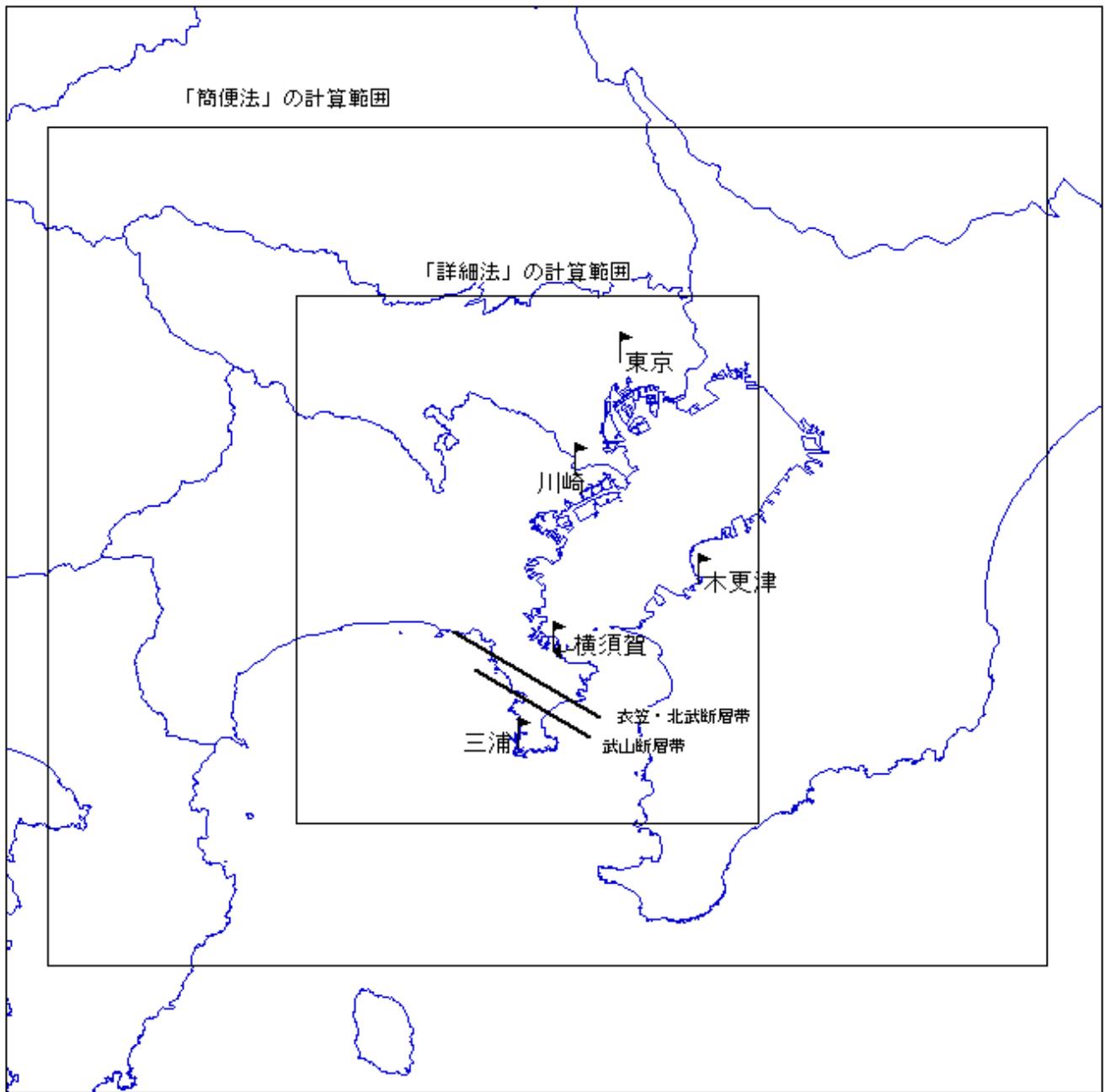
著者	文献名	出典	年	測線番号	探査種別*
宮腰研・岡田広・松島健・森谷武男・笹谷努	小田原市における微動を用いた地下構造探査	日本地震学会講演講演予稿集, No1	1991	35	1
宮腰研・岡田広・松島健・笹谷努・森谷武男・凌甦群・齋藤誠治	小田原市における ESG Blind Prediction Test Sites の地下構造 ー微動探査による推定ー	地震, 47 , 273-285.	1994		
西澤あずさ・金澤敏彦・岩崎貴哉・島村英紀	海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造(2)	日本地震学会講演予稿集, NO2	1991	77,78,79,80	1
落合努・神奈川大荻本研究室	高密度微動観測を用いた相模平野の3次元地盤構造の推定と地震伝播特性に関する研究	神奈川大学大学院工学研究科建築学専攻修士論文	2001		
沖野郷子・西澤あずさ・浅田昭	相模湾北西部の地殻構造探査	水路部研究報告, 30	1994	109	1,2
嶋悦三、柳沢馬住、座間信作、Albert Veloso	千葉県中部の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No1	1983	27	1
鈴木宏芳・広部良輔・渡辺健	人工地震による神奈川県東部地域の地下構造調査	防災科学技術研究所報告, 51	1993	12	1
鈴木宏芳	関東平野の地下地質構造	防災科学技術研究所報告, 63, 1-19.	2002		
植竹富一・工藤一	LOVE波分散性から評価した足柄平野とその周辺地域の三次元S波速度構造	地震, 54	2001		
Fumio Yamamizu	Down-Hole Measurements of Seismic Wave Velocities in Deep Soil Deposits beneath the Tokyo Metropolitan Area	Report of National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, No56	1996	1,2,3,4,5,6,7,8	1
山中浩明・瀬尾和夫・佐間野隆憲・嶋悦三・野沢貴	人工地震による首都圏南西部の地下構造(5)	日本地震学会講演予稿集, No1	1993	13	1
山中浩明・瀬尾和夫・佐間野隆憲・翠川三郎	人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(2)ー黒川-岡津測線および長津田測線の地下構造ー	地震, 39 , 607-620.	1986		
山中浩明・瀬尾和夫・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋悦三・柳沢馬住	人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(3)ー1983, 1984年に実施された人工地震データの総合的解析ー	地震, 41 , 527-539.	1988		
山中浩明・中丸明子・栗田勝実・瀬尾和夫	表層の地盤特性を拘束条件としたS波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価	地震, 51	1998		
山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和夫	関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測-川崎市および横浜市のS波速度構造の推定-	地震, 51	1999		
山中浩明・山田伸之	微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築	物理探査, 55	2002	微動アレイ	3
横井康孝、平田直、浅田昭	エアガンー海底地震計探査による相模湾北部の地殻構造(2)	地球惑星科学関連学会, 1993年合同学会予稿集	1993	81	1
Toshikatsu Yoshii, Shuzo Asano, Susumu Kubota, Yoshimi Sakai, Hiroshi Okada, Tetsu Masuda, Takeo Moriya, and Hiroshi Murakami	Crustal Structure in IZU Peninsula, Central Japan, as Derived From Explosion Seismic Observations 2.Ito-Matsuzaki Profile	Journal of Physics of the Earth, 33 , 5	1985	57	1
座間信作・柳沢馬住・嶋悦三	千葉県中部の地下構造(2)-簡単な走時計算法とその適用-	日本地震学会講演予稿集, 2, 150.	1985	14,15	1

*1:屈折法地震探査、2:反射法地震探査、3:微動アレイ



※網掛けした処理は、「詳細法」の処理

図7 強震動評価の流れ



▲ 波形例を示す評価地点

図8 強震動評価範囲と波形例を示す評価地点

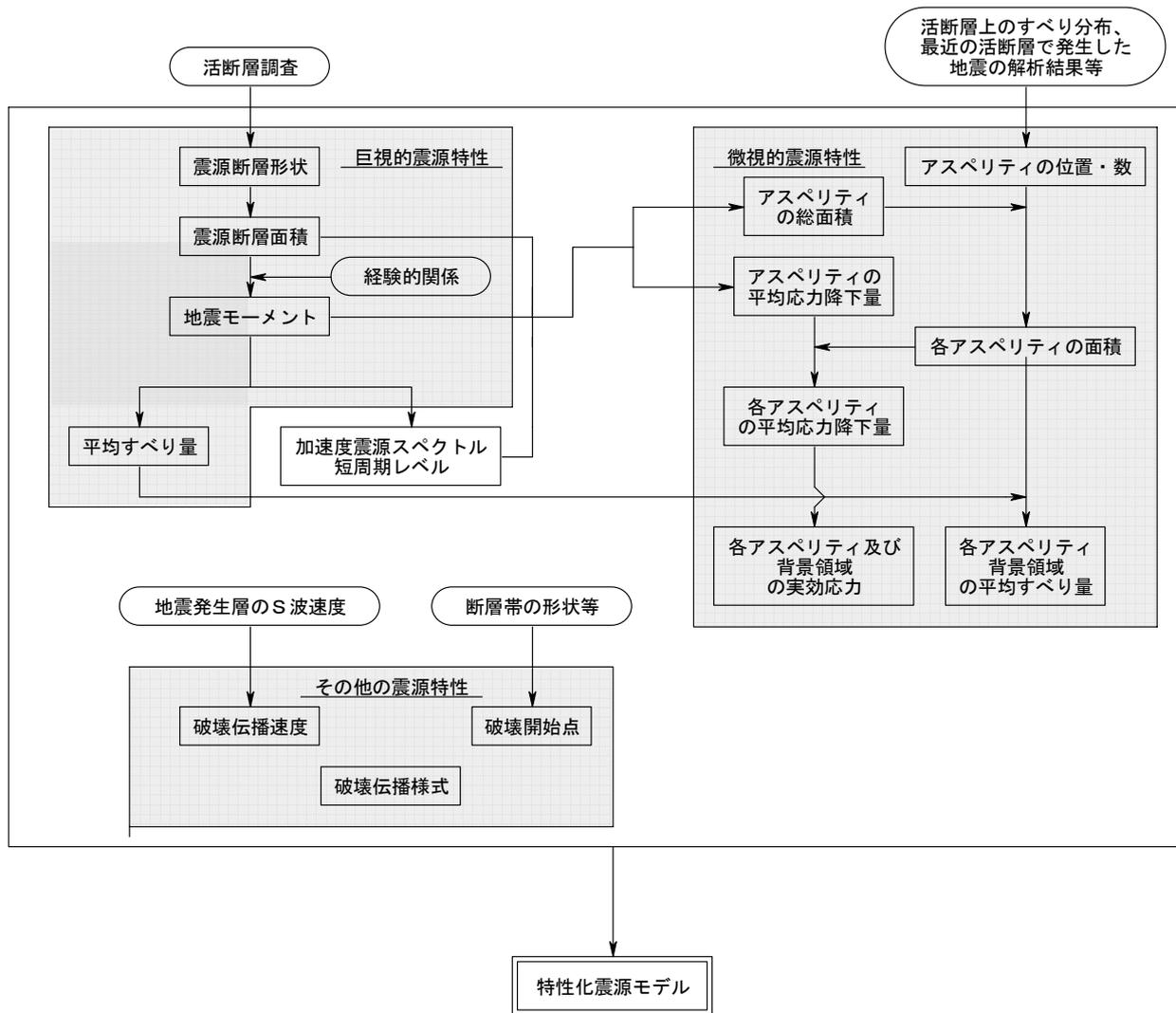


図9 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ

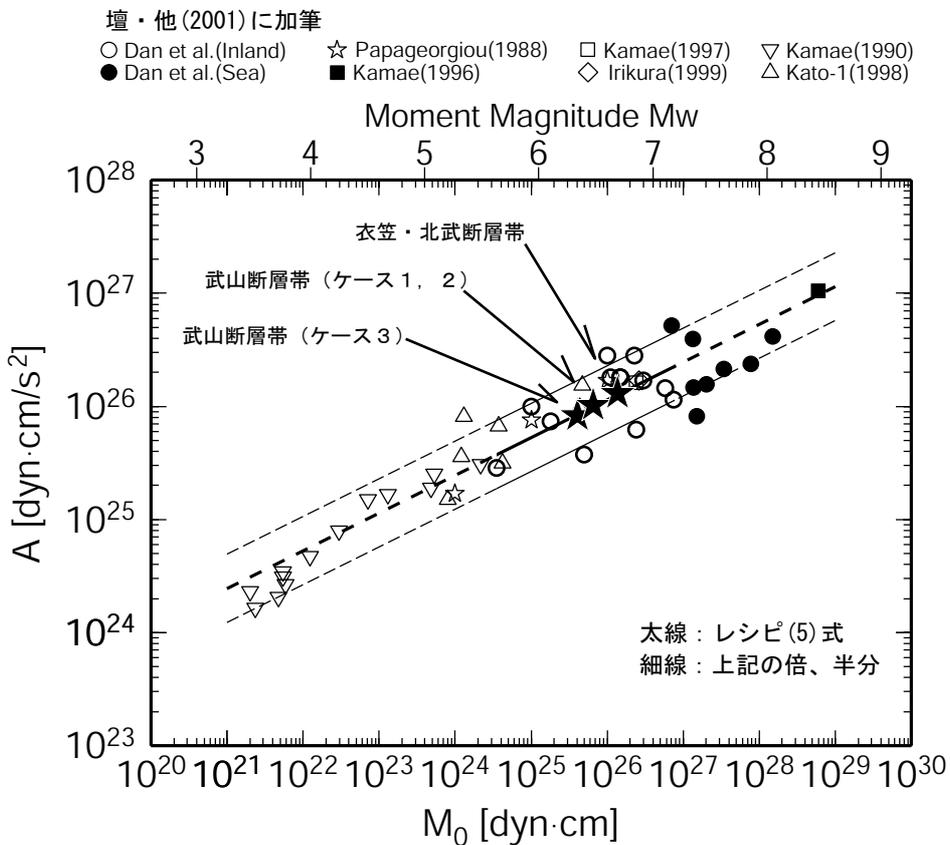
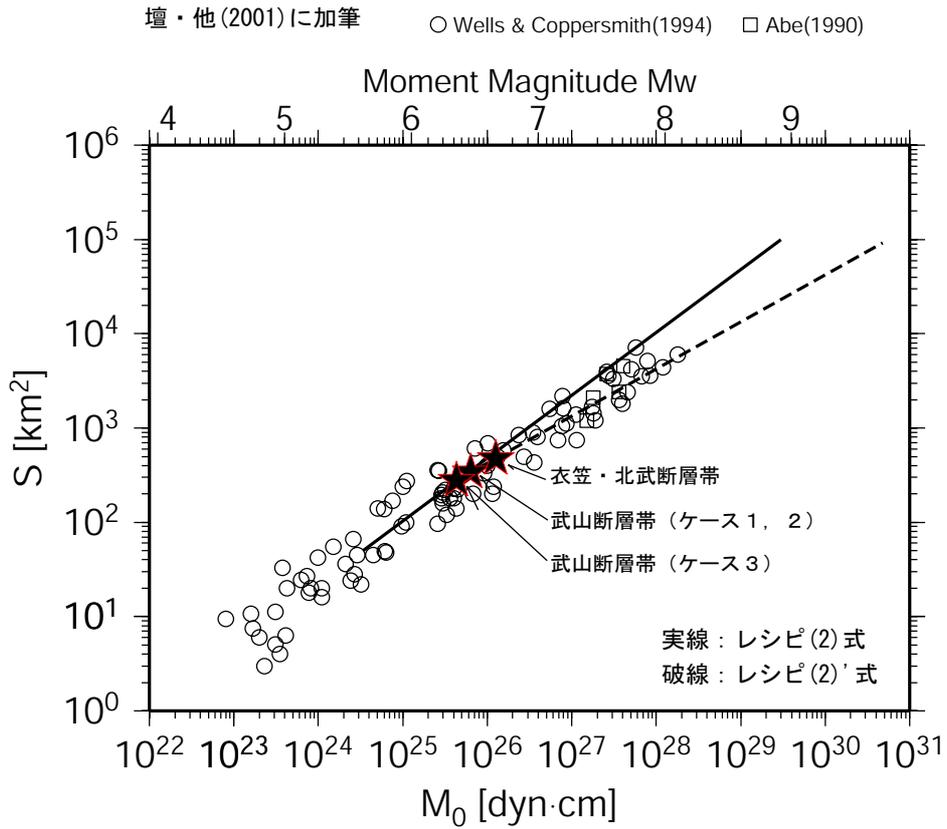
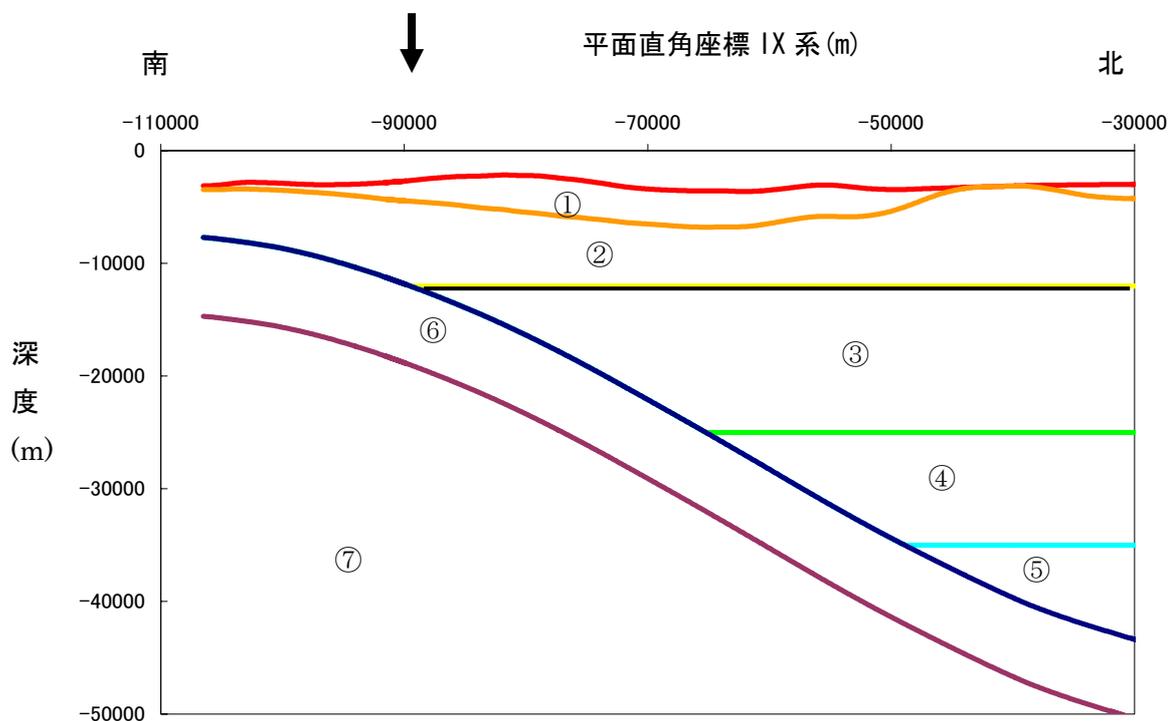


図10 地震モーメント M_0 と断層面積 S の経験的關係(上)および地震モーメント M_0 と短周期レベル A の経験的關係(下)

三浦半島断層群付近



速度層区分	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	代表する地質構造
①	4.8	2.8	2.6	先新第三系(四万十帯)
②	5.5	3.2	2.65	先新第三系(領家帯、三波川帯、秩父帯)
③	6.15	3.4	2.7	上部地殻
④	6.7	3.7	2.9	
⑤	7.5	4.3	3.2	
⑥	6.8	3.93	2.9	フィリピン海プレートの地殻
⑦	7.8	4.47	3.2	フィリピン海プレートおよび上部マントル

図 1 1 上部マントルより地震基盤までの大構造 (三浦半島断層群下の南北断面)

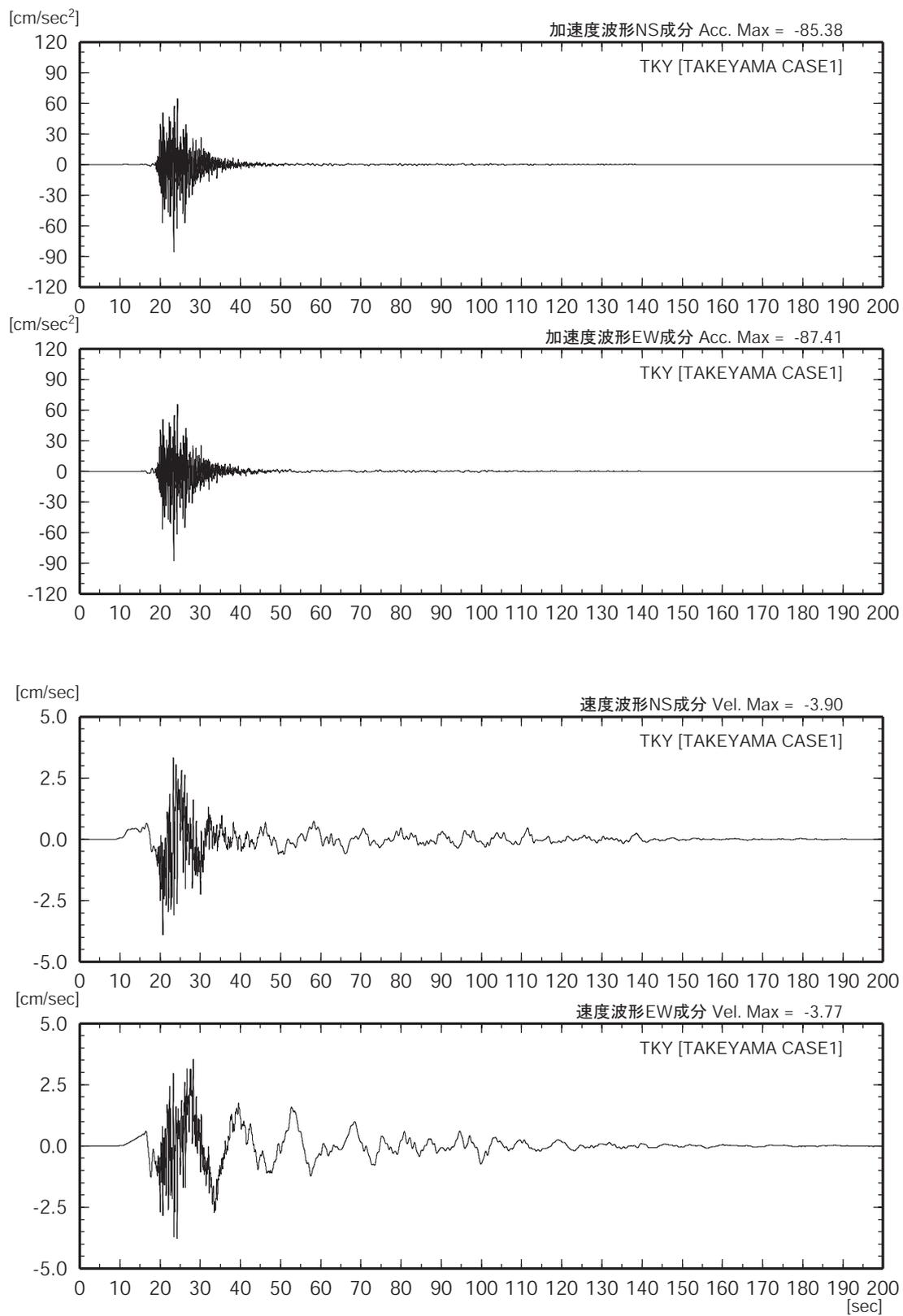


図16-1 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(武山断層帯：ケース1) [東京]

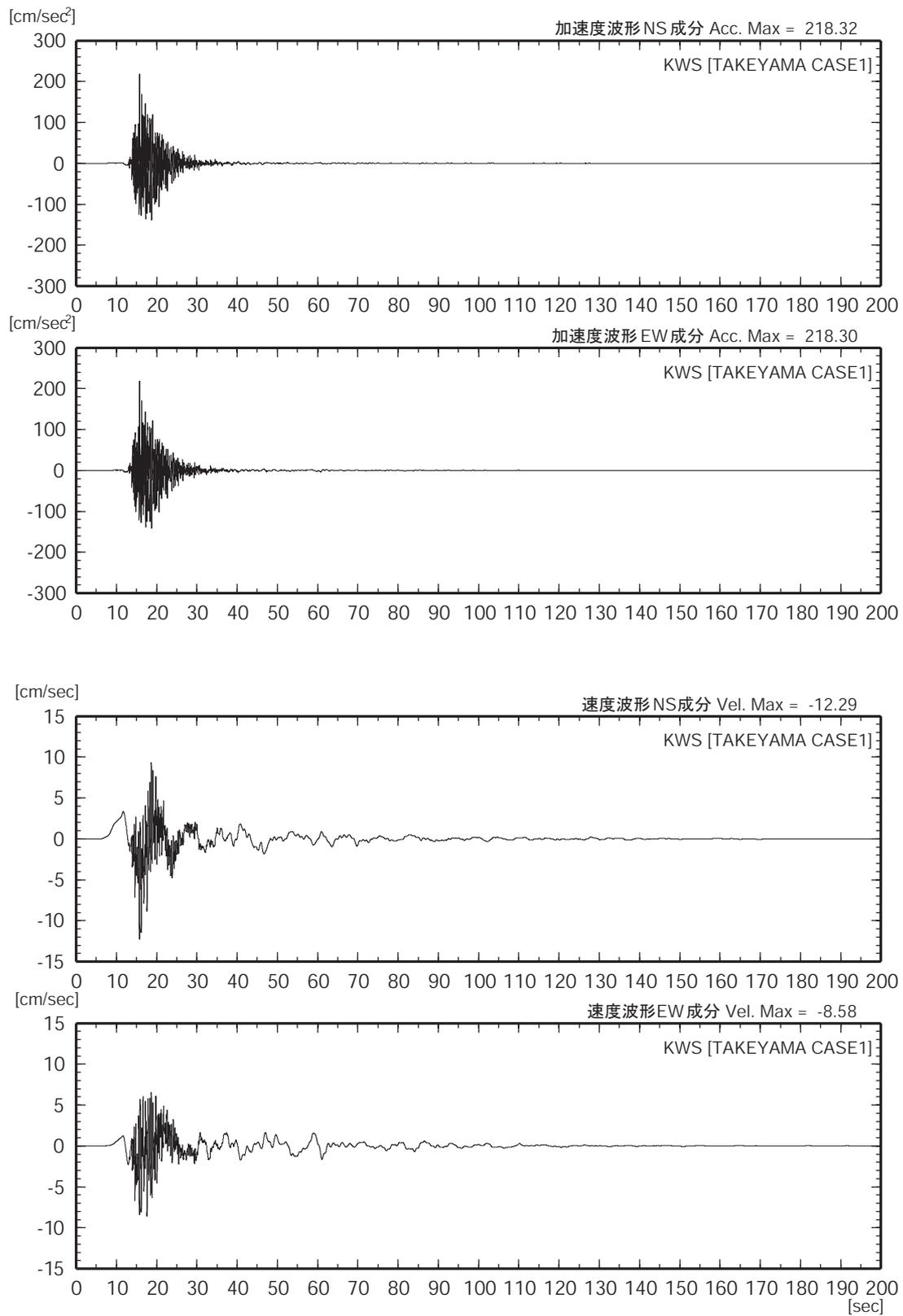


図16-2 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(武山断層帯：ケース1) [川崎]

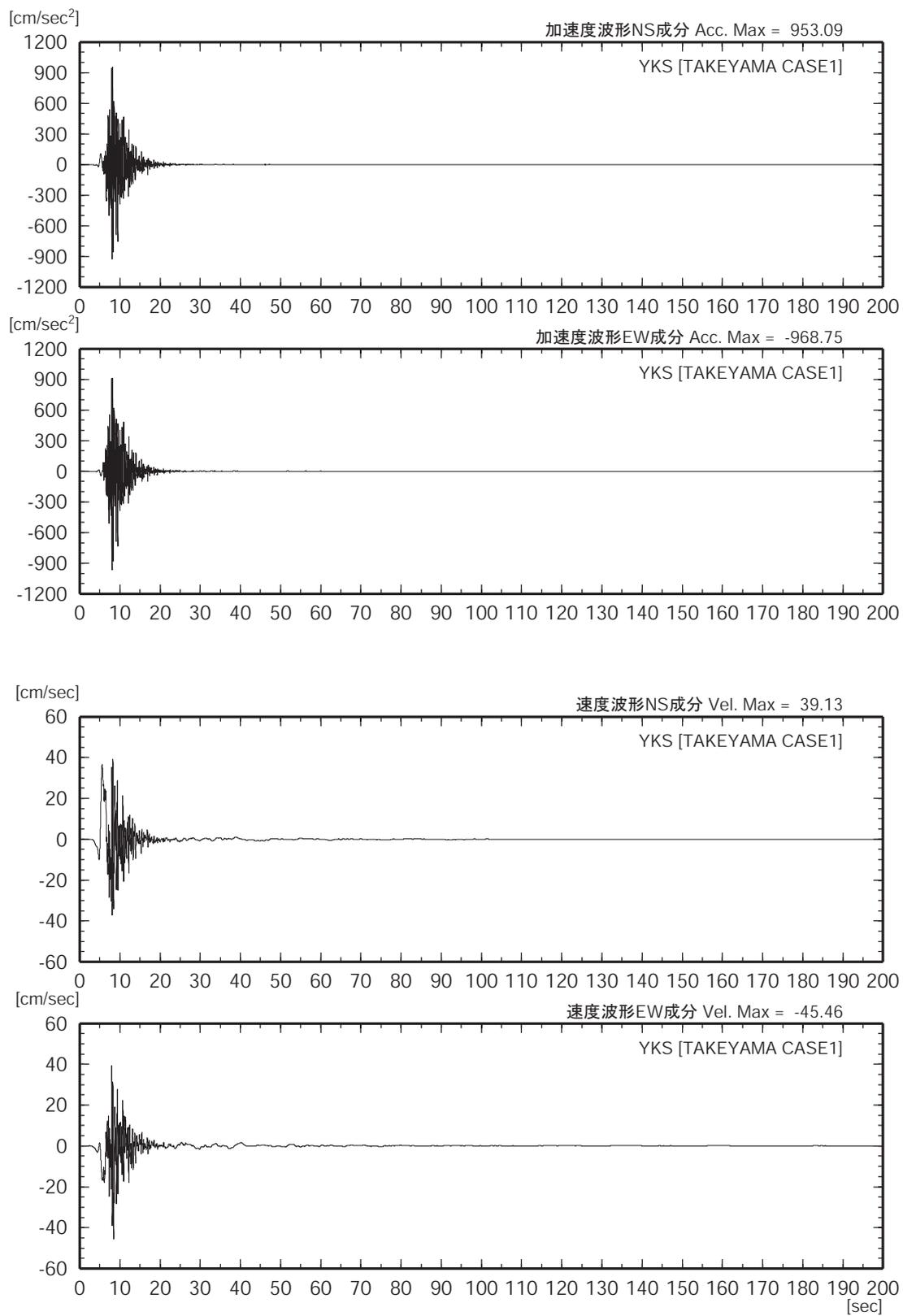


図16-3 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(武山断層帯：ケース1) [横須賀]

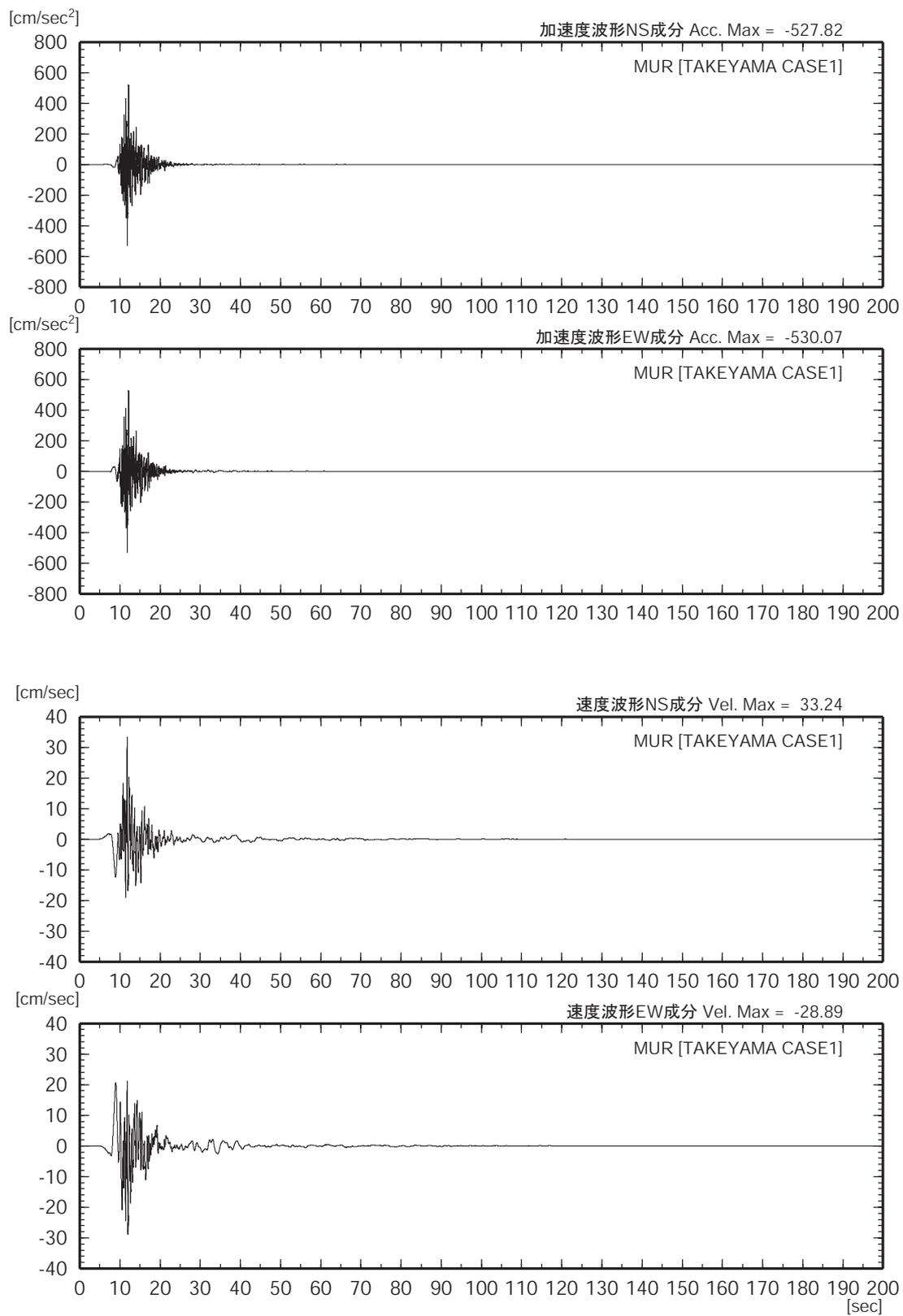


図16-4 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(武山断層帯：ケース1) [三浦]

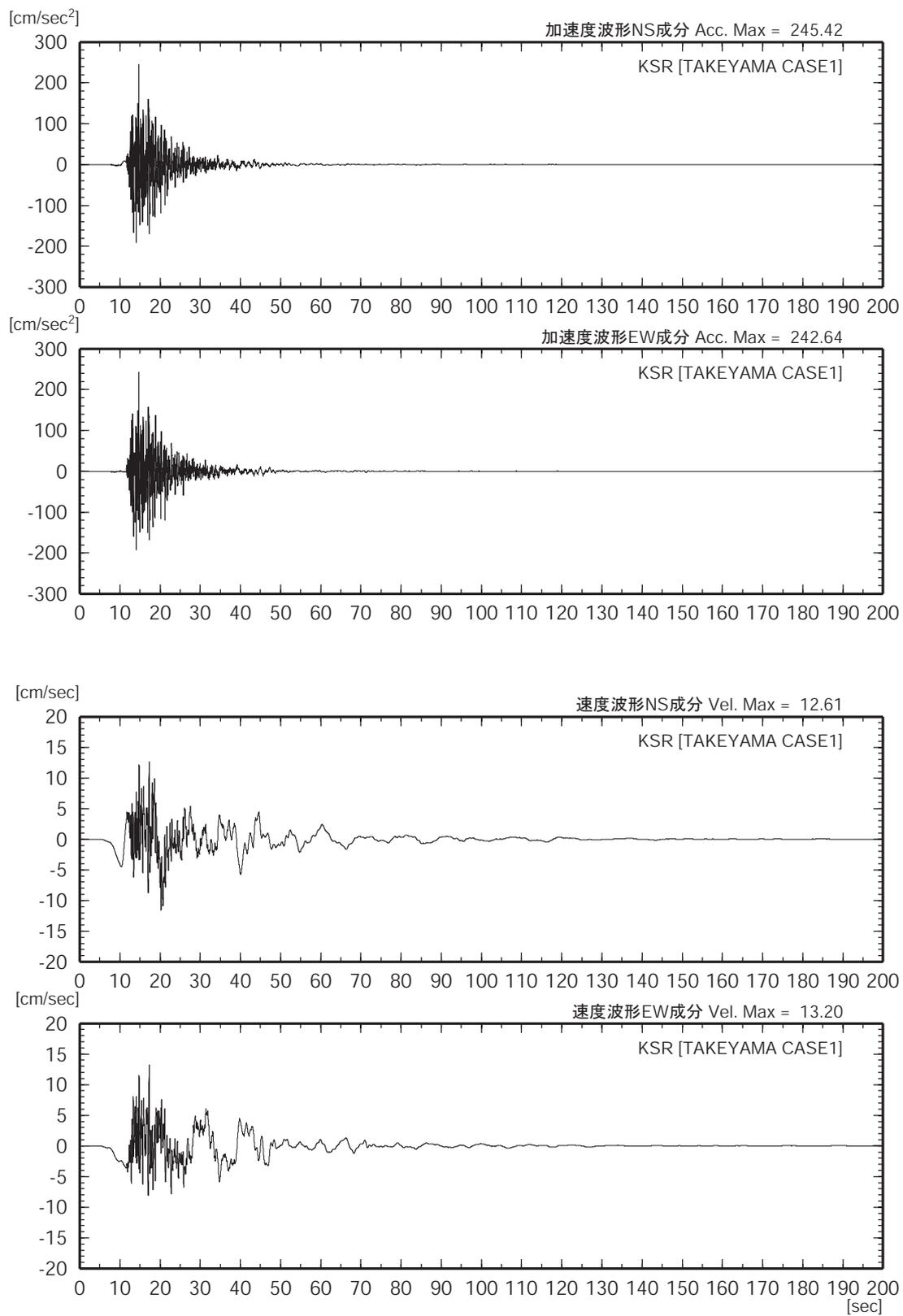


図16-5 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(武山断層帯：ケース1) [木更津]

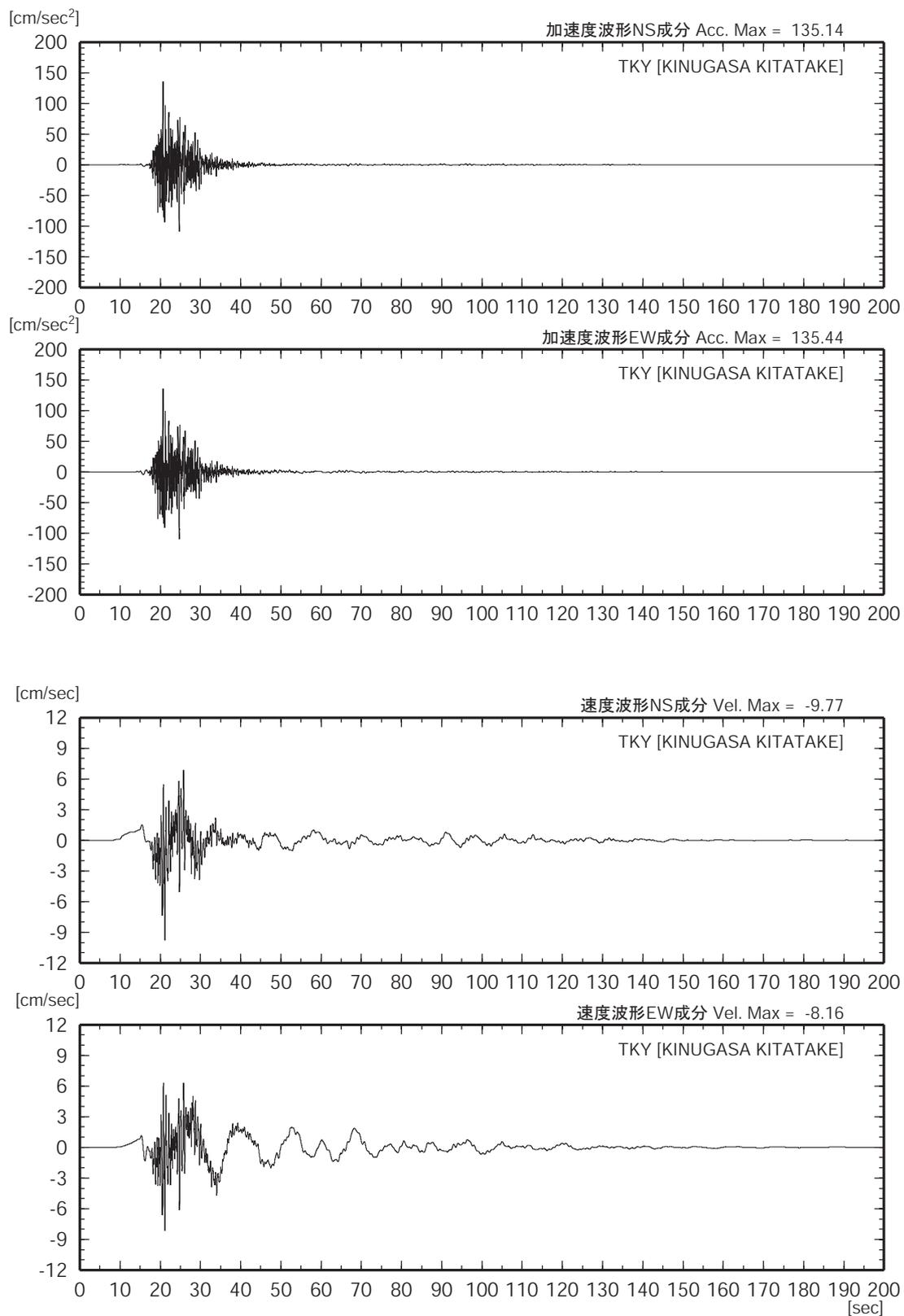


図16-6 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(衣笠・北武断層帯：ケース4) [東京]

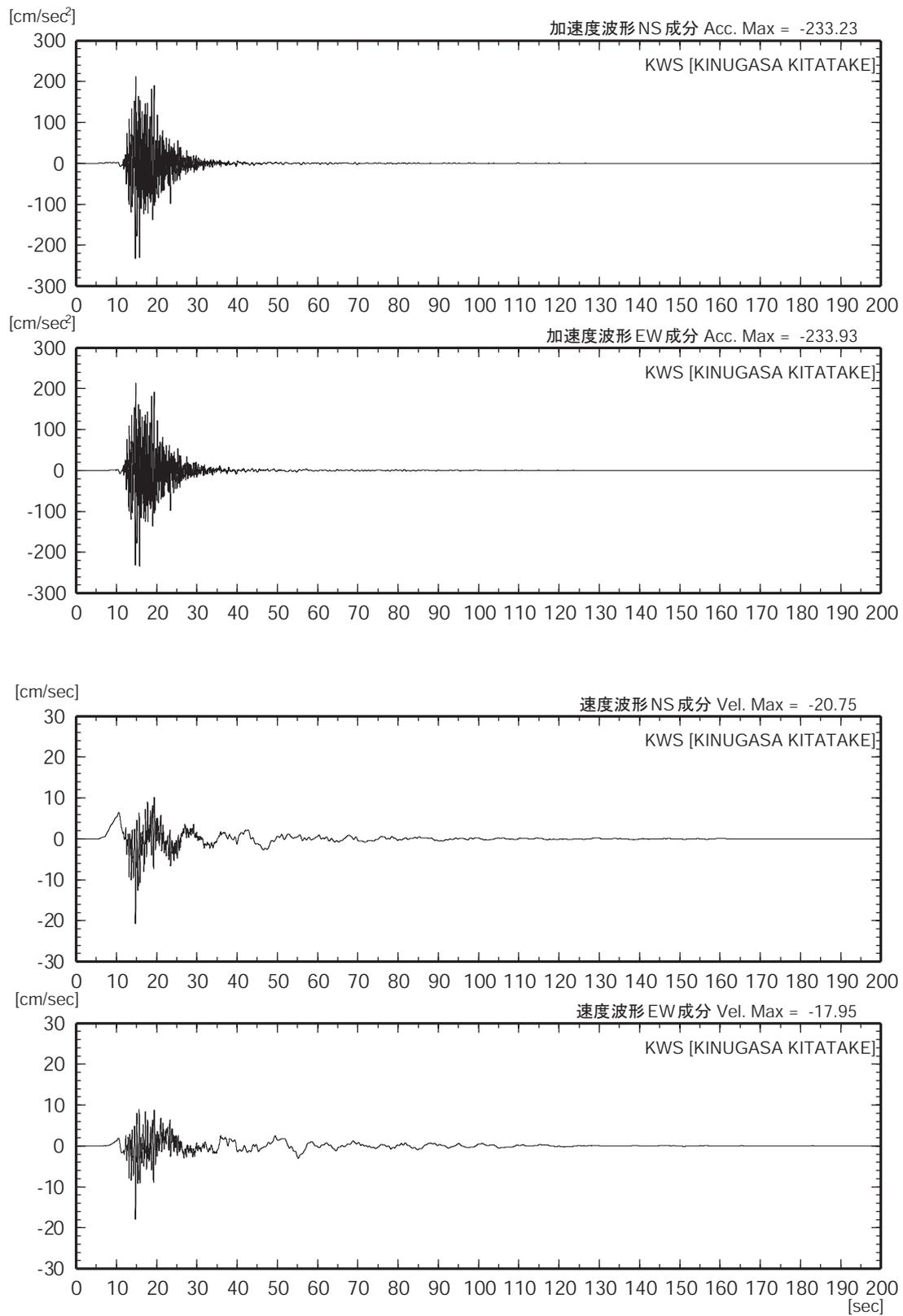


図16-7 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(衣笠・北武断層帯：ケース4) [川崎]

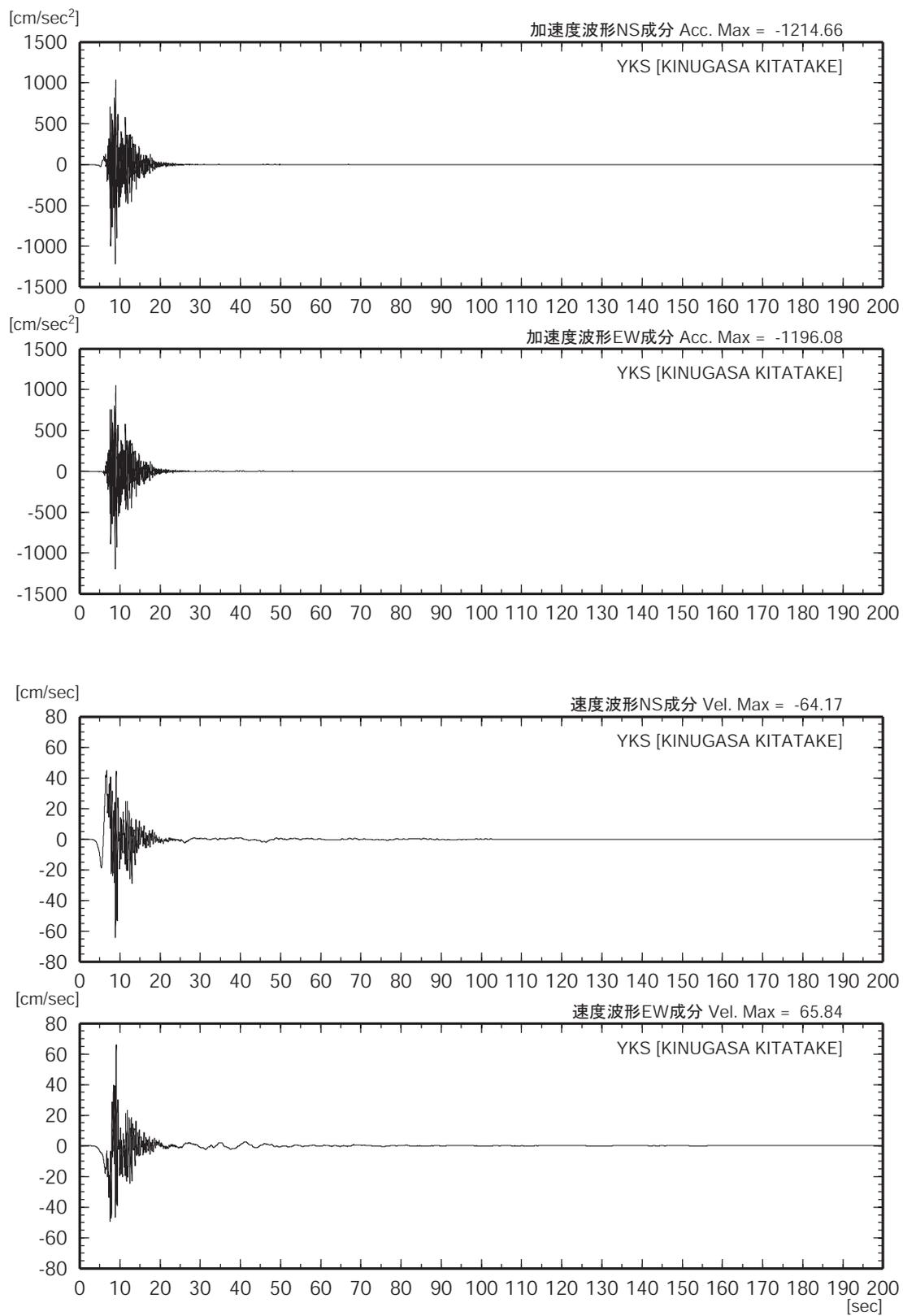


図16-8 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(衣笠・北武断層帯：ケース4) [横須賀]

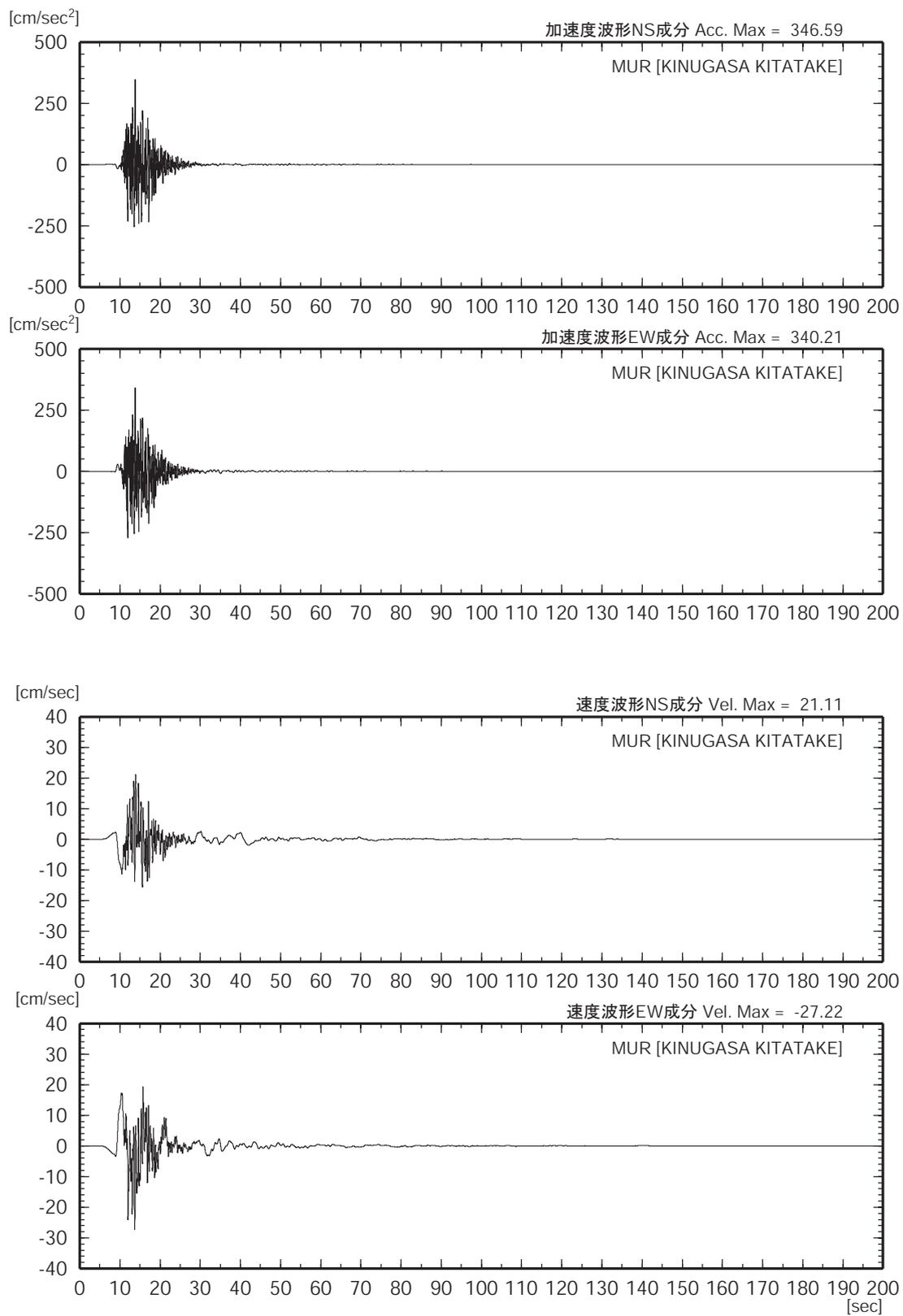


図16-9 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(衣笠・北武断層帯：ケース4) [三浦]

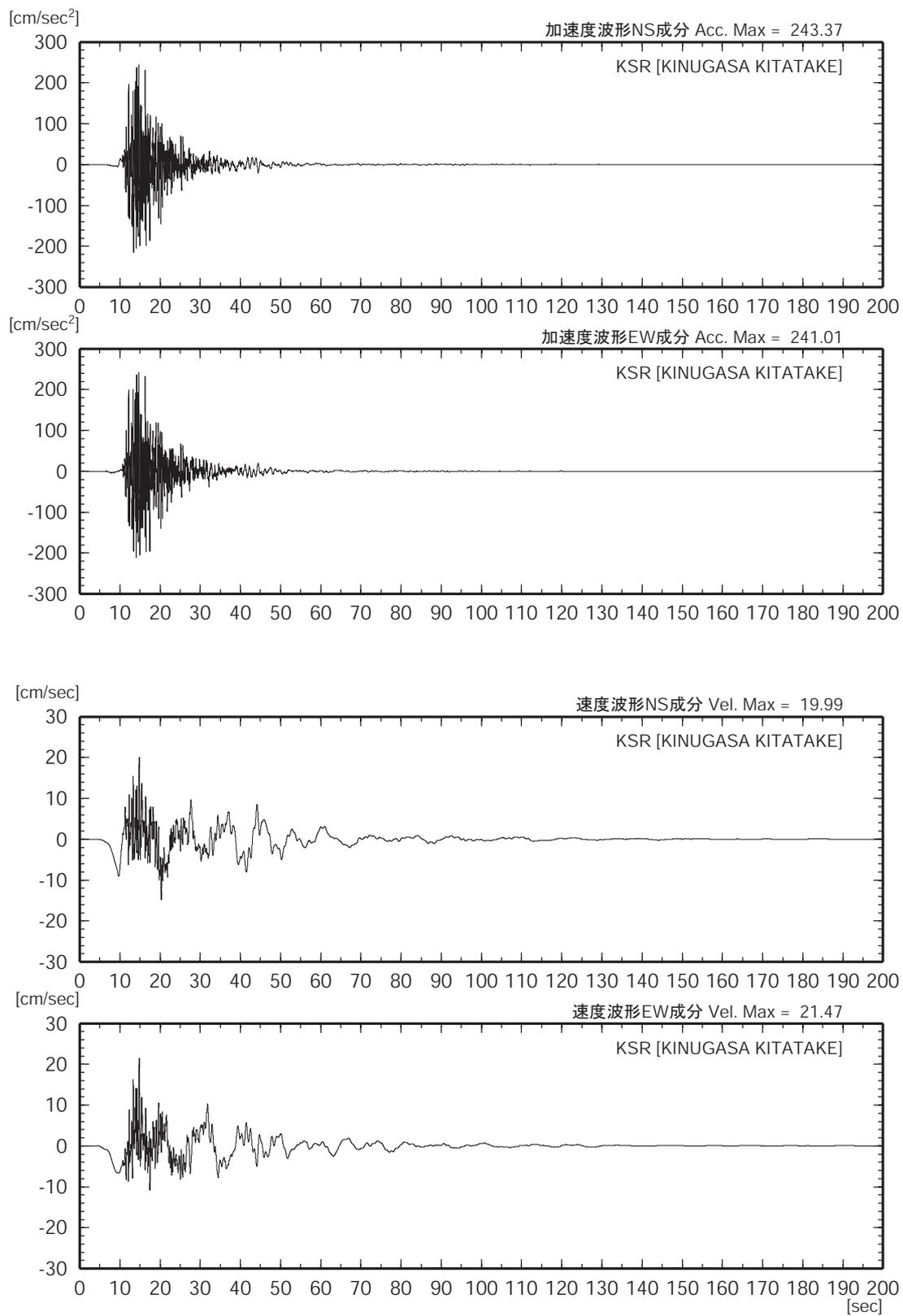


図16-10 「詳細法工学的基盤」における計算波形例
(衣笠・北武断層帯：ケース4) [木更津]

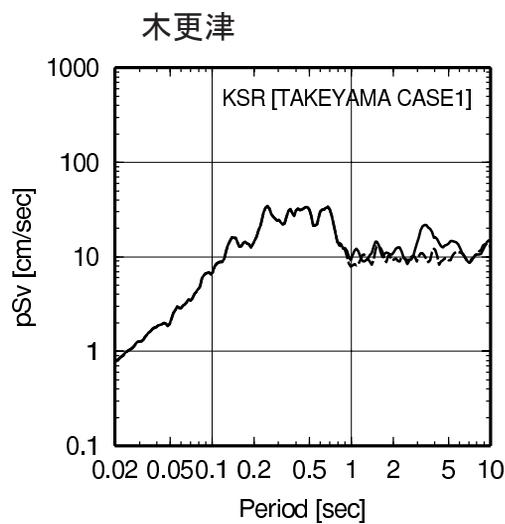
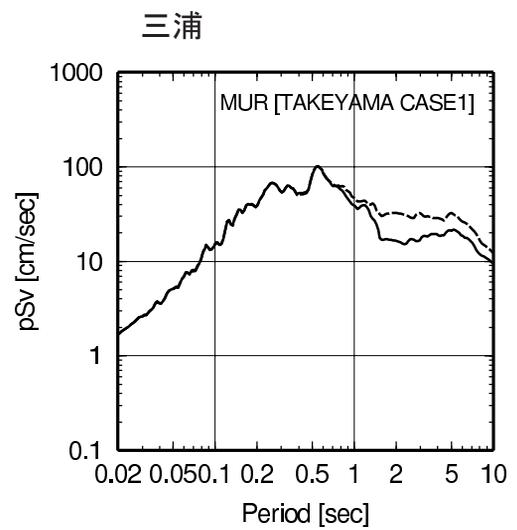
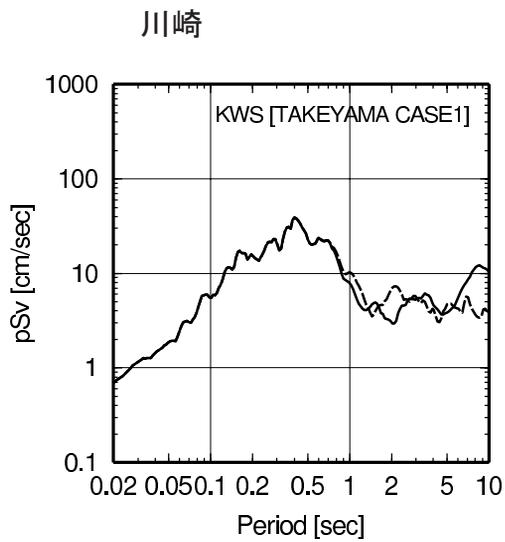
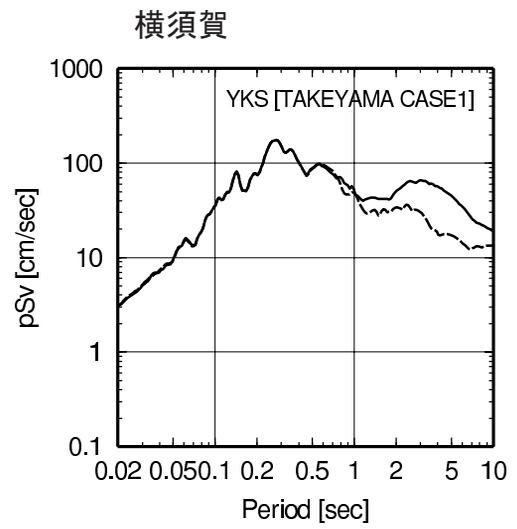
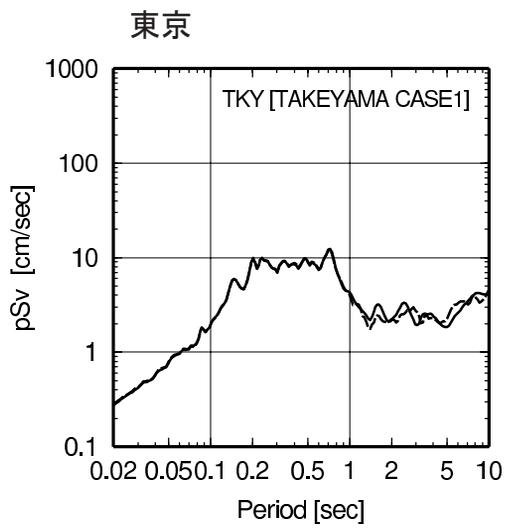


図 17-1
「詳細法工学的基盤」上の地震動の減衰定数5%擬似速度応答スペクトル
武山断層帯（ケース1）

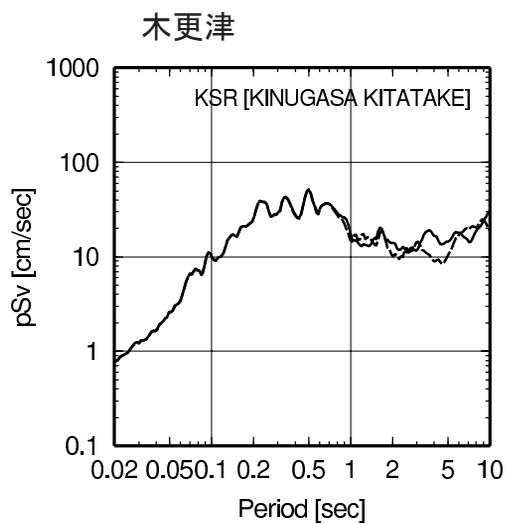
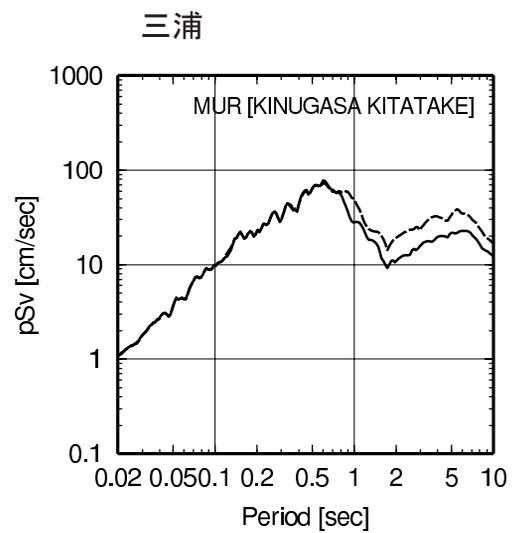
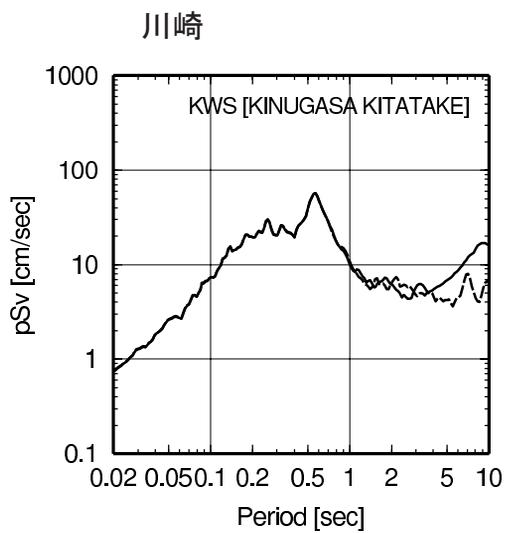
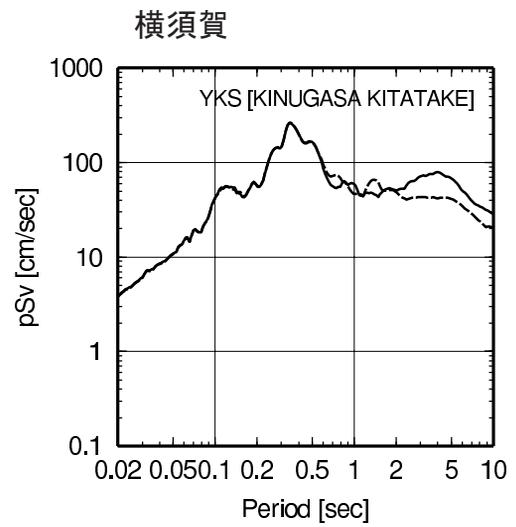
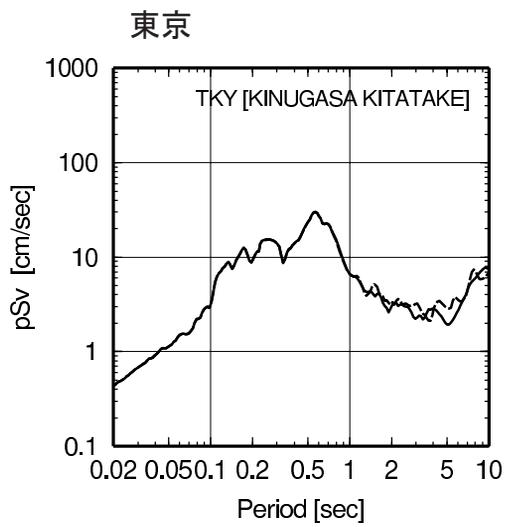


図 17-2
「詳細法工学的基盤」上の地震動の減衰定数5%擬似速度応答スペクトル
衣笠・北武断層帯（ケース4）

付録：活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ

これは、活断層で発生する地震の強震動評価のレシピとして、これまでの地震調査委員会強震動評価部会（および強震動予測手法検討分科会）における検討結果から、強震動評価手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。

なお今後の強震動評価部会および強震動予測手法検討分科会における強震動評価作業における検討によりレシピには修正が加えられ、「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」は改訂されることとなる。

1. 震源特性

活断層で発生した地震の震源特性の設定においては、評価対象を断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の3つに分けて設定を行い、特性化震源モデルを作成する。以下に説明する震源特性パラメータ設定方法は、基本的には想定するシナリオ地震に対して最初に特性化震源モデルを構築する際に用いる設定方法であり、強震動評価初期段階における震源特性パラメータの設定が、一貫性をもってなされることを目的としている。

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の活動間隔が長いために、最新活動の地震による観測記録が得られていることは少ない。したがって、活断層では地表における過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを推定しなければならないため、海溝型地震と比較して、そのモデルの不確実性が大きくなる傾向にある。そのため、そうした不確実性を考慮して、複数のモデルを想定することが望ましい。

以下では、それぞれの震源特性ごとに説明する。

1-1 巨視的震源特性

- 断層の巨視的震源特性のパラメータとして、
- ・ 断層の幾何学的位置（基準位置と走向）
 - ・ 断層の大きさ・深さ
 - ・ 地震規模
 - ・ 断層の平均すべり量

を設定する。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。但し、地震調査委員会長期評価部会の評価結果があれば、基本的にそれを用いる。

（1）断層の幾何学的位置（基準位置と走向）

断層の幾何学的位置については、変動地形調査や既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」などを基に設定する。その際、付近に複数の断層が存在する場合には、松田(1990)の基準に従って、起震断層を設定する。また、断層間の形状、活動間隔、地表の変位量等の情報により、必要に応じてセグメント分けを行う。セグメント分けした場合には、想定される地震をすべて設定することが望ましいが、現状では計算量が膨大になることから可能な範囲で確率の高いもの、規模の大きいものなどから順に想定地震を設定する。

地震調査委員会長期評価部会で決定された震源の形状評価があれば、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

（2）断層の大きさ（長さ、幅）、深度

長さ $L(\text{km})$ については（1）で想定した起震断層の形状を基に設定する。幅 $W(\text{km})$ については、Somerville et al.(1999)による下記に示した W と L の経験的關係、

$$\begin{aligned} W &= L & (L < W_{\max}) \\ W &= W_{\max} & (L \geq W_{\max}) \end{aligned} \quad (1)$$

を用いる。この関係は内陸の活断層地震の W はある規模以上の地震に対して飽和して一定値となる

ことを示している。ここで、 $W_{max} = W_s / \sin \theta$ 、 W_s :地震発生層の厚さ($W_s \leq 20\text{km}$)、 θ :断層の傾斜角。 $W_s = H_d \cdot H_s$ 。 H_d と H_s は地震発生層の下限および上限の深さで微小地震の深さ分布から決められる[Ito(1999)]。

断層上端の深度 $D(\text{km})$ については、微小地震発生層の上面の深度 H_s (微小地震の浅さ限界) と一致するものとする。これは、地表に断層変位が確認されていても、震源の動力学モデルの研究から地表付近の数 $k\text{ m}$ に及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくてもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり破壊が地表に達することがわかってきたためである (例えば、Dalguer et al., 2001)。

(3) 地震規模 (地震モーメント)

地震モーメント $M_0(\text{dyn} \cdot \text{cm}^*)$ は震源断層の面積 $S(\text{km}^2)$ との経験的關係より算定する。Somerville et al.(1999)によると地震モーメントと震源断層の面積の關係は、

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} \quad (2)$$

となる。ただし、Somerville et al.(1999)の式は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにしており、この中にはM8クラスの巨大地震は含まれていない。一方Wells and Coppersmith (1994)では余震・地殻変動データを基に解析されたM8クラスの巨大地震のデータを含んでおり、これらによる地震モーメントに対する断層面積は、地震規模が大きくなると上式に比べて系統的に小さくなっている。したがって、断層面積が大きい地震については、入倉・三宅 (2001) の提案によるWells and Coppersmith(1994)をコンパイルした次式を用いる。

$$S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{1/2} \quad (2)'$$

なお、(2)' 式を適用するのは、両式の交点となる断層面積が 291km^2 以上 (地震モーメントが $4.7 \cdot 10^{25}[\text{dyn} \cdot \text{cm}]$ 、 $M_w 6.4$ 相当) の地震とし、(2)' 式を基としたデータの分布より地震モーメントが $1.0 \cdot 10^{28}[\text{dyn} \cdot \text{cm}]$ を上限とする必要がある。

複数の地震セグメントが同時に動く場合は、地震セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を用いて全体の総地震モーメント M_0 を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの振り分けは、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の1.5乗の重みで振り分ける。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_i^{3/2} \quad (3)$$

M_{0i} : i 番目のセグメントの地震モーメント

S_i : i 番目のセグメントの面積

(4) 平均すべり量

断層全体の平均すべり量 $D(\text{cm})$ と総地震モーメント $M_0(\text{dyn} \cdot \text{cm})$ の關係は、震源断層の面積 $S(\text{cm}^2)$ と剛性率 $\mu(\text{dyn}/\text{cm}^2)$ を用いて、

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad (4)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、S波速度から算定する。

1-2 微視的震源特性

断層の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ アスペリティの位置・個数
- ・ アスペリティの面積
- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・ f_{max}
- ・ すべり速度時間関数

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

(1) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置、強震動評価地点および破壊開始点の位置關係により強震動予測結果は大きく

* 本文ではモーメントの単位に $\text{N} \cdot \text{m}$ を用いる。

$\text{dyn} \cdot \text{cm} = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}$

変化するため、アスペリティの位置の設定は重要である。地震断層の変位分布を詳細に調査した最近の研究では、深度の浅いアスペリティの位置が地震断層の変位の大きい領域によく対応することが明らかにされている(杉山・他,2002)。したがって、活断層においても詳細な変位分布が把握できれば、アスペリティの位置をある程度特定することが可能である。しかし、実際には活断層において、このようなデータが得られていることはほとんどなく、アスペリティの位置を1箇所特定することは困難であることから、

- ・ トレンチ調査等で大きな変位量が観測された地点の付近
- ・ 防災上の観点から影響が大きいと推定される地点の付近
- ・ 強震動予測結果のばらつき

といった点を配慮して、複数のケースを想定することが望ましい。

アスペリティの個数は、1)過去の内陸地震の強震動インバージョン結果を整理した Somerville et al.(1999)によると、1地震当たり平均 2.6 個、2)想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も大きくなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震(Mw=6.8)が2個、兵庫県南部地震(Mw=6.9)が3個に対し、トルコ・コジャエリ地震(Mw=7.4)が5個、台湾・集集地震(Mw=7.6)が6個(Iwata et al.,2001; 宮腰・他, 2001)といった研究成果を参照し、状況に応じて1セグメントあたり1個か2個設定する。

(2) アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル(以下、短周期レベルと言う)と密接に関係があることから、まず短周期レベルの値を推定してから求めることにする。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点の地震波形や表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基に推定することができるが、強震動評価の対象となる長期発生確率の高い活断層においては、最新活動の地震による短周期レベルの想定は不可能である。その一方で、震源域を限定しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的關係が求められている。そこで、短周期レベルの値を算定するのに当たっては、次式に示す壇・他(2001)による地震モーメント M_0 と短周期レベル $A(\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m}/\text{s}^2)$ の経験的關係により短周期レベルを設定する(入倉・他, 2002)。

$$A=2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \quad \text{---(5)}$$

アスペリティの総面積 S_a は、上記によって推定された短周期レベル A から次の(6)式から算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状を半径 R の円形割れ目であるとともに、アスペリティは複数存在したとしても、等価な半径 r の円形割れ目が一つあるとみなして、アスペリティの総面積 $S_a(=\pi \cdot r^2)$ を求める。

$$r=(7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \quad \text{---(6)}$$

(6)式は、次の(7)式(Boatwright,1988)及び(8)式(壇・他, 2001)から導出する。

$$M_0=(16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma_a \quad \text{---(7)}$$

$$A=4\pi \cdot r \cdot \Delta \sigma_a \cdot \beta^2 \quad \text{---(8)}$$

ここで、 $\Delta \sigma_a$ はアスペリティの平均応力降下量、 β は震源域のS波速度。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の平均22%(Somerville et al., 1999)、15%~27%(宮腰・他,2001)であり、拘束条件にはならないがこうした値も参照しておく必要がある。アスペリティがセグメントに2個ある場合、各アスペリティへの面積の割り振りは、最近の研究成果から16:6(入倉・三宅,2001)、2:1(石井・他,2000)となるの見方も参照する。

注:地震規模と断層面積が与えられ、さらに短周期レベルが与えられると、上の関係式からアスペリティの総面積と実効応力が一義的に与えられる。それらのパラメータを用いて計算された地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模と短周期レベルを優先してパラメータを設定する。過去の地震波形データがある場合にアスペリティ面積は波形のパルス幅などから推定が可能である。

(3) アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は震源断層全体の平均すべり量 D の α 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(石井・他, 2000)を基に $\alpha=2$ 倍とする。

$$D_a = \alpha \cdot D \quad \text{—————(9)}$$

これにより、背景領域の平均すべり量 D_b は全体の地震モーメント M_o からアスペリティの地震モーメント M_{oa} を除いた背景領域の地震モーメント M_{ob} を算定することにより、背景領域の面積 S_b から算出される。

$$M_{oa} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad \text{—————(10)}$$

$$M_{ob} = M_o - M_{oa} \quad \text{—————(11)}$$

$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b) \quad \text{—————(12)}$$

ここで、 μ は剛性率。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} は、個々のアスペリティを便宜的に円形割れ目と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積 S_{ai} (i 番目のアスペリティの面積) から算定される半径 r_i (i 番目のアスペリティの半径) との比を全てのアスペリティで等しい ($D_{ai}/r_i = \text{一定}$) と経験的に仮定し、次式により算定する。

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \quad \text{————— (13)}$$

ここで、 γ_i は r_i/r であり、 D_{ai} は i 番目のアスペリティの平均すべり量である。また、 r は上の「アスペリティの面積」で述べたアスペリティ全体の便宜的な半径である。

ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(9)式の α の値を調整する。

(4) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量 $\Delta \sigma_a$ は、(7)式を変形して求めた次の(14)式から算定されることになる。

$$\Delta \sigma_a = (7/16) \cdot M_o / (r^2 \cdot R) \quad \text{————— (14)}$$

このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件の下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層の面積が変化すると平均応力降下量が変化することになる。また、アスペリティが複数ある場合には、特にその震源域の詳しい情報がない限り、各アスペリティの平均応力降下量はアスペリティ全体の平均応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力 σ_a は、経験的にその平均応力降下量 $\Delta \sigma_a$ とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力 σ_b は、

実効応力 \propto すべり速度 \propto (すべり量 / 立ち上がり時間)

立ち上がり時間 = 震源断層(矩形の場合)の幅 / (破壊伝播速度 $\times 2$)

の比例関係・近似関係により、アスペリティの個数がセグメントに1つの場合、アスペリティ領域の幅 W_a を用いて、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \quad \text{————— (15)}$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \quad \text{————— (15)'}$$

ここで W_b は背景領域が矩形とした場合の幅であるが、震源断層が不整形の場合には、便宜的に震源断層の面積 S から、 $W = (S/2)^{1/2}$ として求める。

(5) f_{max}

f_{max} については震源に依存するものであるのか、地点に依存するものであるのか、実際のところ、十分に解明されていない。したがって、強震動評価の対象範囲が $0.1 \sim 10\text{Hz}$ であることから、 f_{max} を当初は想定せずに強震動評価を行い、その結果、過去の現象と系統だった違いがあれば、その時点で f_{max} を考慮する。その際には、地域性を考慮して設定するのが望ましいが、そのようなデータが想定されている地域は現状ではほとんどないといえる。地震調査委員会強震動評価部会(2001)では、 $f_{max} = 6\text{Hz}$ (鶴来・他,1997) および $f_{max} = 13.5\text{Hz}$ (佐藤・他,1994)の2つのケースを想定し、最大加速度の予測結果を比較した結果、 $f_{max} = 6\text{Hz}$ のケースの強震動予測結果の最大加速度と震源距離との関係が、既存の距離減衰式のばらつきの範囲に収まったため、 6Hz の方が妥当と判断した。

(6) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t - \varepsilon)^{1/2} & t_b < t < t_r \\ c \cdot \ar(t - t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (16)$$

ただし、 $\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\}$

$$b = 2V_m \cdot t_b/t_d \cdot (t_b - \varepsilon)^{1/2} \cdot (1 - t_b/2t_d)$$

c, \ar : 係数、 $t_r : (t_s - t_r) = 2 : 1$

V_r : 破壊伝播速度

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m
- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d
- ・ すべり速度振幅が $1/t^{1/2}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b
- ・ ライズタイム t_r

の4つのパラメータを与える必要がある。それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m

$$V_m = \Delta \sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (17)$$

f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{max} と同等)

W : 断層幅

※ (5) で f_{max} を想定していない場合には、便宜的に $f_{max} = 10\text{Hz}$ と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d

$$f_{max} \doteq 1 / (\pi \cdot t_d) \quad (18)$$

- ・ すべり速度振幅が $1/t^{1/2}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b
(16)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム t_r

$$t_r \doteq W / (2 \cdot V_r) \quad (19)$$

1-3 その他の震源特性

その他の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

(1) 平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 $V_r(\text{km/s})$ は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller(1976)による地震発生層のS波速度 $V_s(\text{km/s})$ との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (20)$$

により推定する。

(2) 破壊開始点

中田・他(1998)による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動評価結果に大きく影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい。アスペリティの位置との関係については、Somerville et al.(1999)、菊地・山中(2001)によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中(2001)によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、断層の下部に設定する。

(3) 破壊形態

破壊開始点から放射状に割れていくものとし、異なる断層セグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。なお、セグメント間の破壊伝播時刻差は、次のように求める。

- ・ セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- ・ セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間の歪み波（S波）の伝播を仮定して算出する。

2. 地下構造モデル

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚（形状）、減衰特性があり、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤($V_s=3\text{km/s}$ 相当層)までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤($V_s=300\text{m/s}\sim 700\text{m/s}$ 相当層)までの地盤構造（以下、深い地盤構造と呼ぶ）、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、浅い地盤構造と呼ぶ）の3つに分けて設定を行う。以下では、それぞれの設定手法について、その考え方を説明する。

2-1 上部マントルから地震基盤までの大構造

上部マントルから地震基盤までの大構造は、強震動インバージョンで用いた構造や大規模屈折法弾性波探査の結果や震源決定に使われている構造モデルを参照して設定を行う。

2-2 深い地盤構造

深い地盤構造のデータとしては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータがあり、これらのデータに基づき、地域の深い地盤構造の三次元モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。

（1）深い地盤構造のデータが十分に揃っている場合

一般的には、複数本の深層ボーリングで速度構造を正確に把握し、二次元的な形状を広域的な形状は屈折法、山地境界部等の詳細な形状は反射法で複数断面推定し、屈折法・反射法の測線の隙間は複数地点での微動アレー探査や重力探査で補足・補正を行うことによって、全体の三次元地下構造モデルを作成する。さらに、地下構造モデルの検証のため、中小地震の震源モデルを用いて強震動予測を行い、観測記録と比較し、違いが顕著であれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正することにより精度の高い三次元地下構造モデルを作成することができる。

（2）深い地盤構造のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データを利用して三次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、対象とする地域において過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース、過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケースに場合分けを行い、それぞれ以下に示す手順で設定を行う。

○過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ② 他の探査データを参照して、想定する地域の地震基盤以浅の主要な地層の構成を設定する。
- ③ 「堆積環境が概ね一様なある連続した堆積平野（または堆積盆地）においては、残差重力値と②で設定した各地層の層厚とが概ね比例配分の関係にある」と仮定し、その地域のいくつかの深層ボーリングデータや微動探査のデータを基に各地層の深度と残差重力値との相関関係を導く。
- ④ ③の相関関係を基に①で推定されている残差重力分布から各地層の深度を推定し、三次元地下構造モデルを作成する。

○過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ② 既存の地質断面図や屈折法・反射法の探査データを参照して、想定する地域を平行に横断する複数の地質断面を想定する。
- ③ ②の地質断面から二次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。
- ④ ③の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、二次元密度構造モデルの修

正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する密度構造モデルを作成する。

- ④ ④で作成された複数の二次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何学的対応関係（連続性、生成消滅関係）に基づき各断面間を補間することによって、その地域の三次元地下構造モデルを作成する。

（3）深い地盤構造のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、波形のモデリングに有用な三次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動評価を行うことは難しい。したがって強震動計算方法としては、後述する経験的方法や半経験的方法を用いることになる。その場合、可能であれば周辺の観測データを基に減衰特性（Q構造）を評価して、地域的な減衰特性の影響を式に反映させるようにするのが望ましい。

2-3 浅い地盤構造

浅い地盤構造のモデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリングデータを収集して一次元地盤構造モデルを作成するのが基本である。しかしながら、浅い地盤構造は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集を必要とし、多くの労力を要する。そのため、面的に浅い地盤構造を評価するにはあたっては、国土数値情報などを基に経験的方法を用いた近似的なモデル化も考案されている。以下に浅い地盤構造の面的な評価によるモデル化の方法とボーリングデータによるモデル化の考え方について説明する。

（1）面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、松岡・翠川(1994)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。この方法は、以下の手順で浅い地盤構造の増幅特性を評価する。

- ① 全国を網羅した約 1km メッシュごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに微地形区分データを作成する。
- ② その区分に次式に示す標高と表層 30m の平均 S 波速度との経験的關係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log \text{Dist} \pm \sigma \quad \text{————— (21)}$$

AVS：表層 30m の平均 S 波速度(m/s)

H：標高(m) Dist：主要河川からの距離(km)

σ ：標準偏差 a,b,c：微地形区分ごとに与えられる回帰係数

(但し、この経験的關係は、主に関東地方のデータを基に作成されたものであり、全国の地盤に適用するにあたっては、地域別に新たに経験的關係を作成するのが望ましい。)

- ③ 表層 30m の平均 S 波速度は工学的基盤から地表への地震波形の最大速度の増幅率と良い相関があり、次式に示す関係式より最大速度の増幅率を算定する。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \quad \text{—— (22)}$$

R：平均 S 波速度 600m/s の基盤を基準とした増幅率

この方法を用いれば、比較的簡便に全国を約 1km メッシュ単位で浅い地盤構造による最大速度の増幅率を直接モデル化することができる。

（2）ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化の方法は、密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の設定を行う。さらに、浅い地盤は大地震により大きなひずみを受けると非線形な挙動を示すことから、非線形性を表すパラメータの設定を行う必要がある。この非線形を表すパラメータについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、これが得られない場合には既往の土質試験結果を用いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これをメッシュごとに当てはめる方法がある。このとき、メッシュの大きさは東西-南北 1km ないし 500m とすることが多い。

3. 強震動計算方法

強震動計算方法は、地盤のモデル化や入力条件の違いから工学的基盤上面までの計算方法と工学的基盤上面～地表の計算方法では異なるため、それぞれについて説明する。

(1) 工学的基盤上面までの計算方法

工学的基盤上面までの強震動計算手法は、経験的方法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の4つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている[例えば、香川・他(1998)]。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

経験的方法—過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニチュードと距離の関数で算定する方法。最も簡便。平均的な値で評価するため、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

半経験的な方法—既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。但し、予め評価地点で適当な観測波形が入手されている必要がある。

統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ波形を要素波とするものである。評価地点で適当な観測波形を入手する必要はない。しかし、評価地点固有の特性に応じた震動特性が反映されにくい。時刻歴波形は経験的グリーン関数法と同様の方法で計算される。

理論的手法—数値理論計算により地震波形を計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この手法では震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周期領域については評価しうるものの、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域についての評価は困難となる。

ハイブリッド合成法—震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。広帯域の評価が可能。

このうち、特性化震源モデルおよび詳細な地下構造モデルが利用可能な地域では、面的に強震動計算を行う方法として、半経験的方法である統計的グリーン関数法（例えば、釜江・他,1991）と理論的方法である有限差分法(例えば、Graves,1996 ; Pitarka,1999)を合わせたハイブリッド合成法(例えば、入倉・釜江,1999)がよく用いられる。

この理由としては、

- ・特性化震源モデルと三次元地盤構造モデルの影響を直接、地震波形に反映可能。
- ・面的な予測が可能。
- ・強震動評価の対象となる周期帯(0.1秒～10秒)に対応可能。

といった点であり、半経験的方法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が容易であること（経験的グリーン関数法は基本的に波形が観測された地点でしか適用できないため）、理論的方法で有限差分法を用いるのは、他の不整形な地盤構造のための計算方法（例えば、有限要素法、境界要素法等）と比較して、大規模な地盤構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も早いという利点があるからである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的方法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法(例えば、Hisada,1995)を用いる。この方法は水平多層構造のグリーン関数の計算に最もよく用いられている方法であり、震源モデルおよび水平多層構造モデルが妥当であれば、実体波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。

なお、ハイブリッド合成法における理論的方法と半経験的方法の接続周期について予備検討を行った結果、接続周期2秒では破壊の進行方向に応じた地震波の指向性が評価できず、1秒では評価できることを確認した(地震調査委員会強震動評価部会,2001)。したがって、理論的方法の計算し得る周期帯は計算機の記憶容量、計算領域および計算時間に依存するが、なるべく1秒付近まで計算できるようにすることを優先させることが重要である。

一方、特性化震源モデルや詳細な地盤構造モデルが得られない地域では、経験的方法（例えば、司・

翠川,1999) や統計的グリーン関数法を用いる。算定式のパラメータにあたっては、地域性を取り入れたものが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式やパラメータをそのまま利用する。

(2) 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、浅い地盤構造モデルが面的な評価によってモデル化された場合とボーリングデータによってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

○面的な評価によってモデル化された浅い地盤構造の場合

工学的基盤における最大速度の値に微地形区分から想定される増幅率を掛け合わせることで地表の最大速度を算定する。

○ボーリングデータによってモデル化された浅い地盤構造の場合

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として一次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一次元地震応答計算の方法としては、主として、線形解析法(例えば、Haskell,1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel et al., 1972)、逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑,1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

線形解析法

重複反射理論により計算を行うものである。土の非線形性を考慮していないため、大地震により非線形性が生じる場合には正しい結果が得られない。

等価線形解析法

重複反射理論を基に土の非線形特性を等価な線形の関係に置き換え、解析の間一定の材料特性を用いる方法である。ひずみレベルが大きくなると精度は低下する。どの程度のひずみレベルまで適用できるかは、必要とする精度や地盤条件にもよるが、一般的には0.1~1%までである。また、強い揺れにより液状化等が生じた場合には、正しい結果は得られない。

逐次非線形解析法

材料の非線形特性を数学モデルや力学モデルで表現し、材料特性の変化を逐次計算しながら挙動を求めようとする方法である。したがって、1%を超える大きなひずみレベルでも適用範囲となる。その一方で、設定すべきパラメータが多く、専門的な知識を持って解析あたる必要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布(震度、加速度)が既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。また、採用する応力-ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析による広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析を広域の地震動評価に用いることは緒についたばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

以上のことから、ここではボーリングデータによる地表の地震動評価における計算方法としては、等価線形法を中心に検討することとした。

4. 予測結果の検証

活断層で発生する地震は活動間隔が長いため、強震動評価の対象となる長期発生確率が高い活断層においては最新活動の地震の震度情報や観測情報は得られていない。したがって、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証は経験的方法による距離減衰式との比較を行うことが唯一の検証方法となる。

具体的には、地域性を考慮した距離減衰式が作成されている場合には、その距離減衰式のばらつきの範囲に強震動の予測結果が概ね収まることが望ましい。地域性を考慮した距離減衰式が作成されていない場合には、既存の距離減衰式との比較を行う。この場合は、設定した震源特性や地下構造モデルの特性が平均的な特性とどの程度違うかによって、予測結果のばらつきの傾向も異なってくる

から、その点にも十分に留意した上で比較・検証を行うことが重要である。

このような検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動評価結果の傾向にかなり差が出て妥当性に問題があるのであれば、設定した特性化震源モデルや地下構造モデルを修正する。

以上

参考文献 (アルファベット順)

- Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- Dalguer L.A, K. Irikura, J. Riera, and H. C. Chiu (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, April 1, vol. 28, no. 7, 1327-1330.
- Das, S. and B. V. Kostrov(1986):Fracture of a single asperity on a finite fault, *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, 91-96.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. Robert (1996):Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- Haskell, N. A.(1960) : Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Hisada, Y. (1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),*Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, 1080-1093.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- Ito, K.(1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎・釜江克宏(1999) : 1994年福井地震の強震動, 地震2, 52, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002) : 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 567-572.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (2001), Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, *Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation*, Aug. 2001, 53-59.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部、中部) を起震断層と想定した強震動評価手法 (中間報告) .
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998) : 強震動予測の現状と将来の展望, 地震2, 51, 339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 : 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- 菊地正幸・山中佳子(2001) : 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスマ, 5(7), 6-7.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 東京大学地震研究所彙報, 65, 1, 289-319.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング ; 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝 (2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998) : 活断層はどこから割れ始めるのか? -活断層の分岐形態と破壊伝播方向-, 地学雑誌, 107, 512-528.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震2, 53, 1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- 司宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,

- 日本建築学会構造系論文集, 第523号, pp.63-70.
- Shnabel, P.B., J. Lysmer, and H. B. Seed (1972): SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一(2002): 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 119-129.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997): 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- 吉田望・東畑郁生(1991): YUSAYUSA-2 理論と使用方法.

三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価

図のもくじ

(図 1 2 ~ 1 5、1 8 ~ 2 0)

図 1 2	速度構造に関する情報の位置	1
図 1 3	地質および速度構造断面図	2
図 1 4	各速度層上面のコンタ図	4
図 1 5	「詳細法工学的基盤」上面の S 波速度の分布図	7
図 1 8	「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布	8
図 1 9	「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布	10
図 2 0	「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布	12

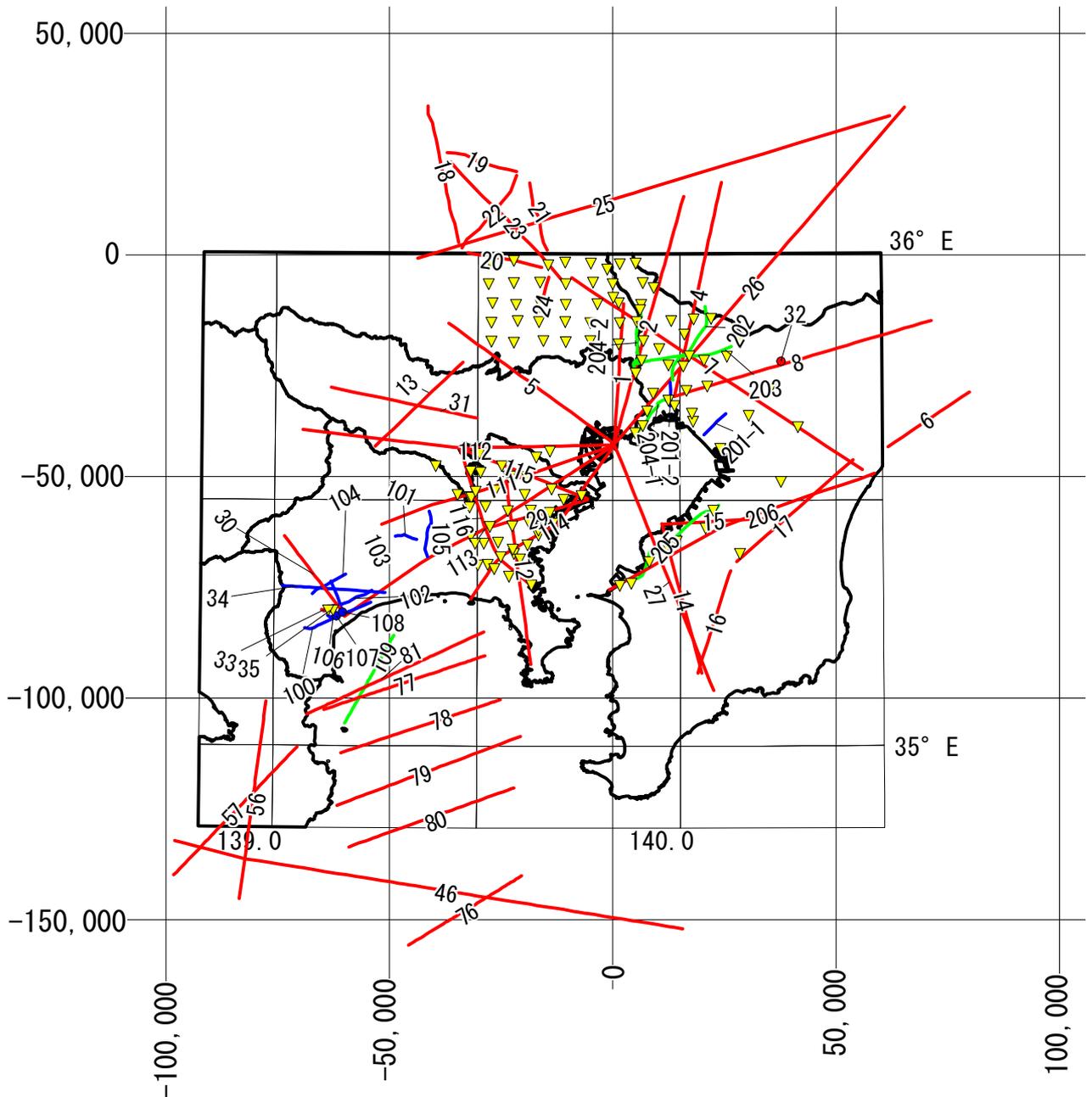
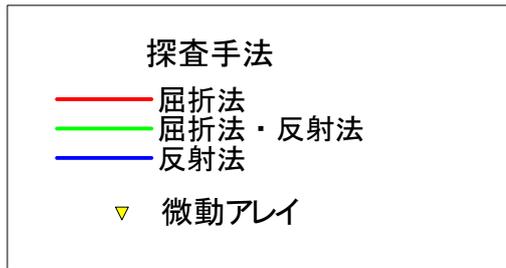
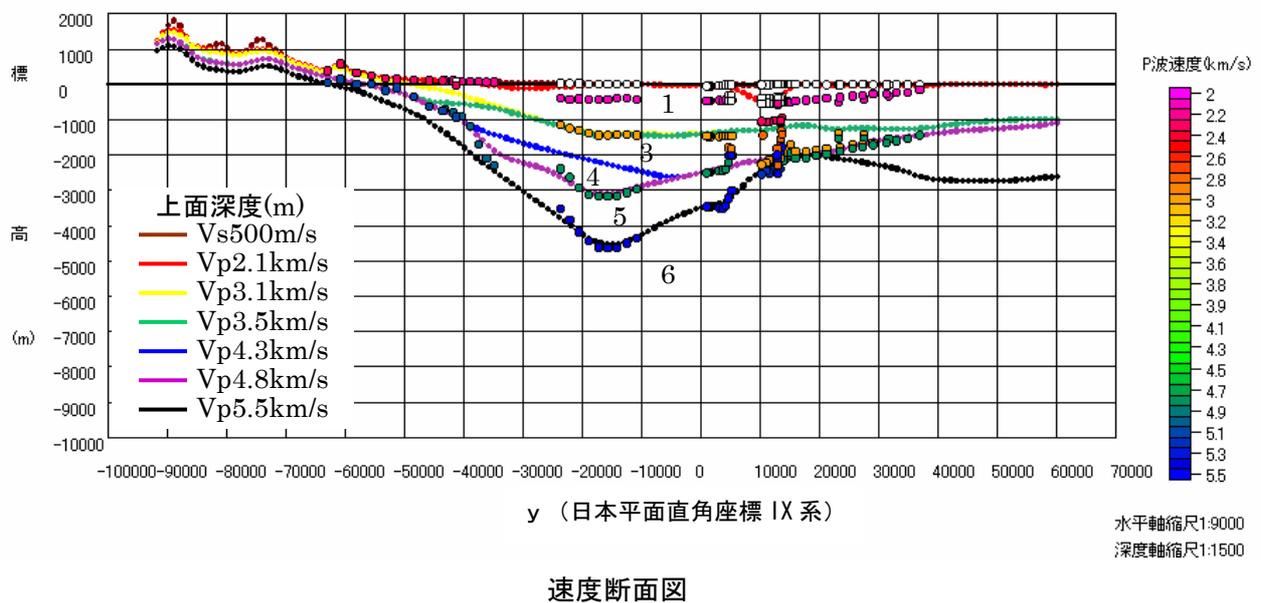
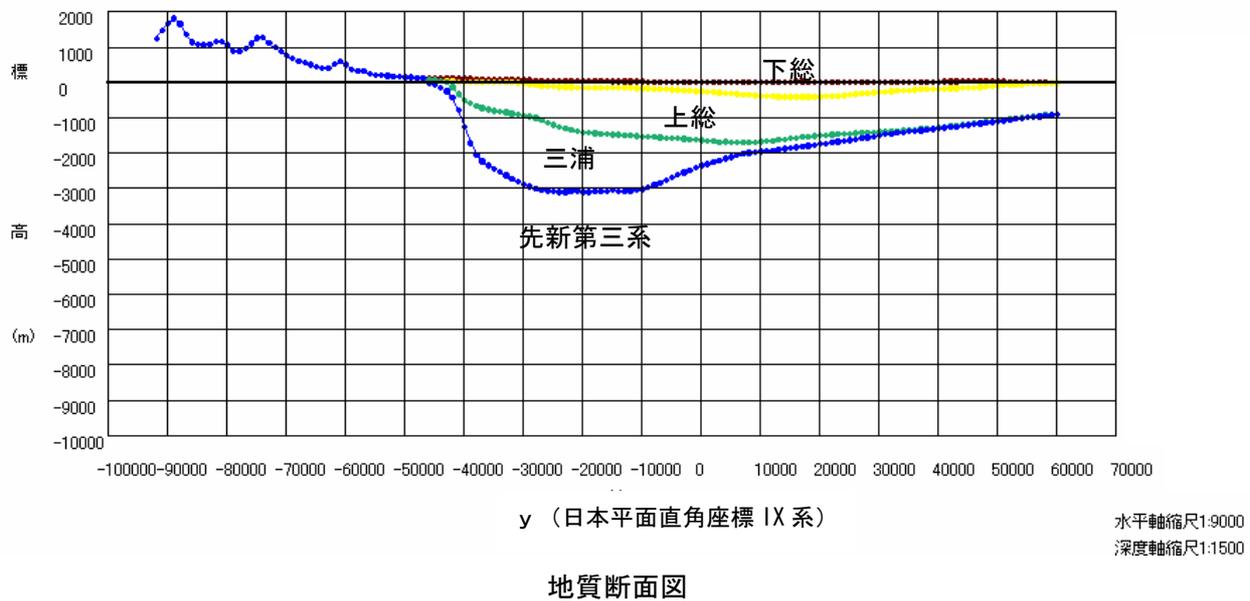
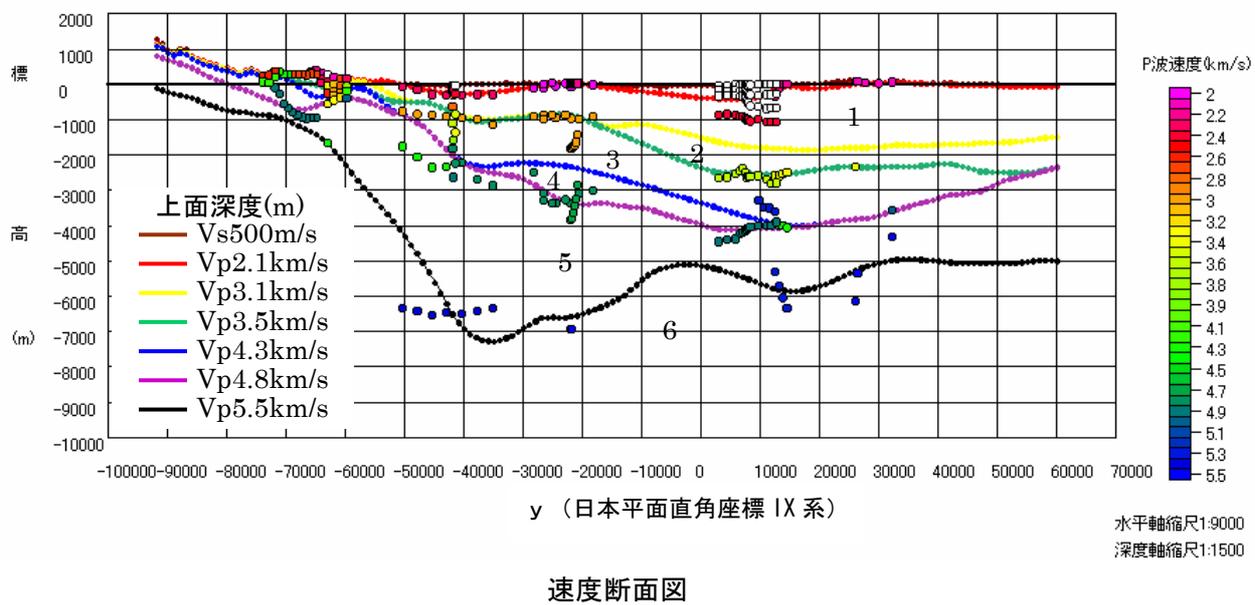
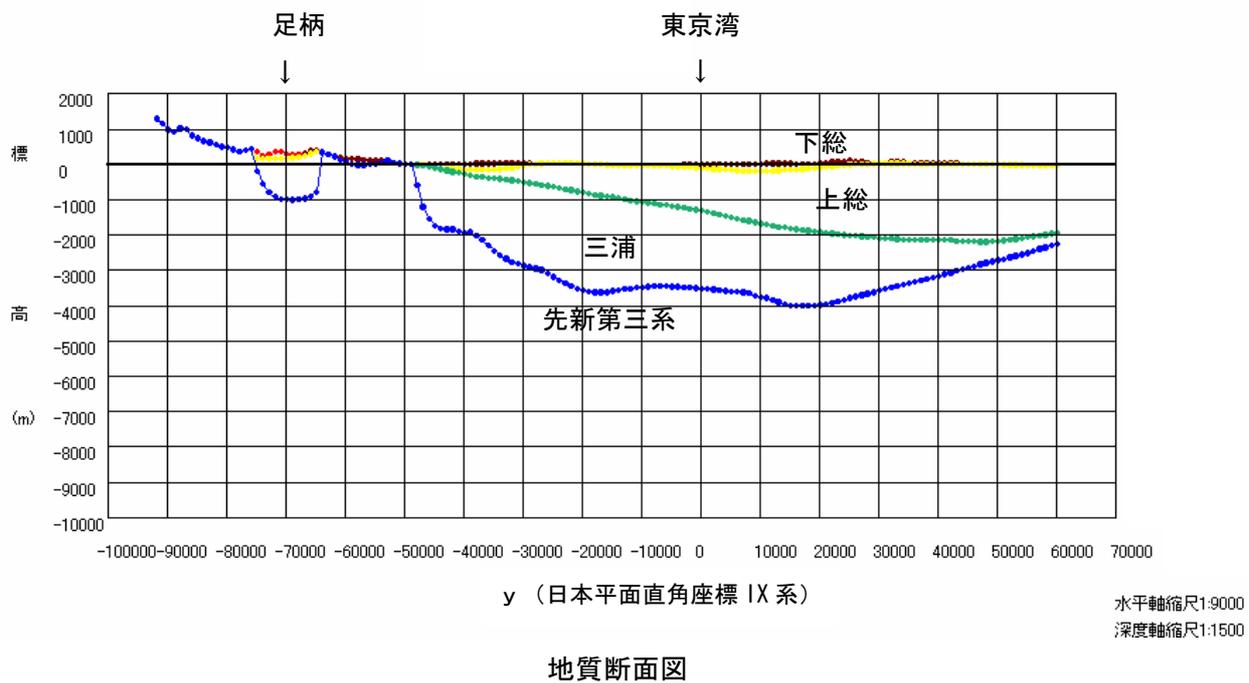


図 1 2 速度構造に関する情報の位置（屈折法・反射法・微動アレイ）



● : 物理探査による P 波速度値
(速度層境界などの読み取り位置)

図 1 3 - 1 地質および速度構造断面図 (東西断面 -30000m)



● : 物理探査による P 波速度値
(速度層境界などの読み取り位置)

図 1 3 - 2 地質および速度構造断面図 (東西断面 -70000m)

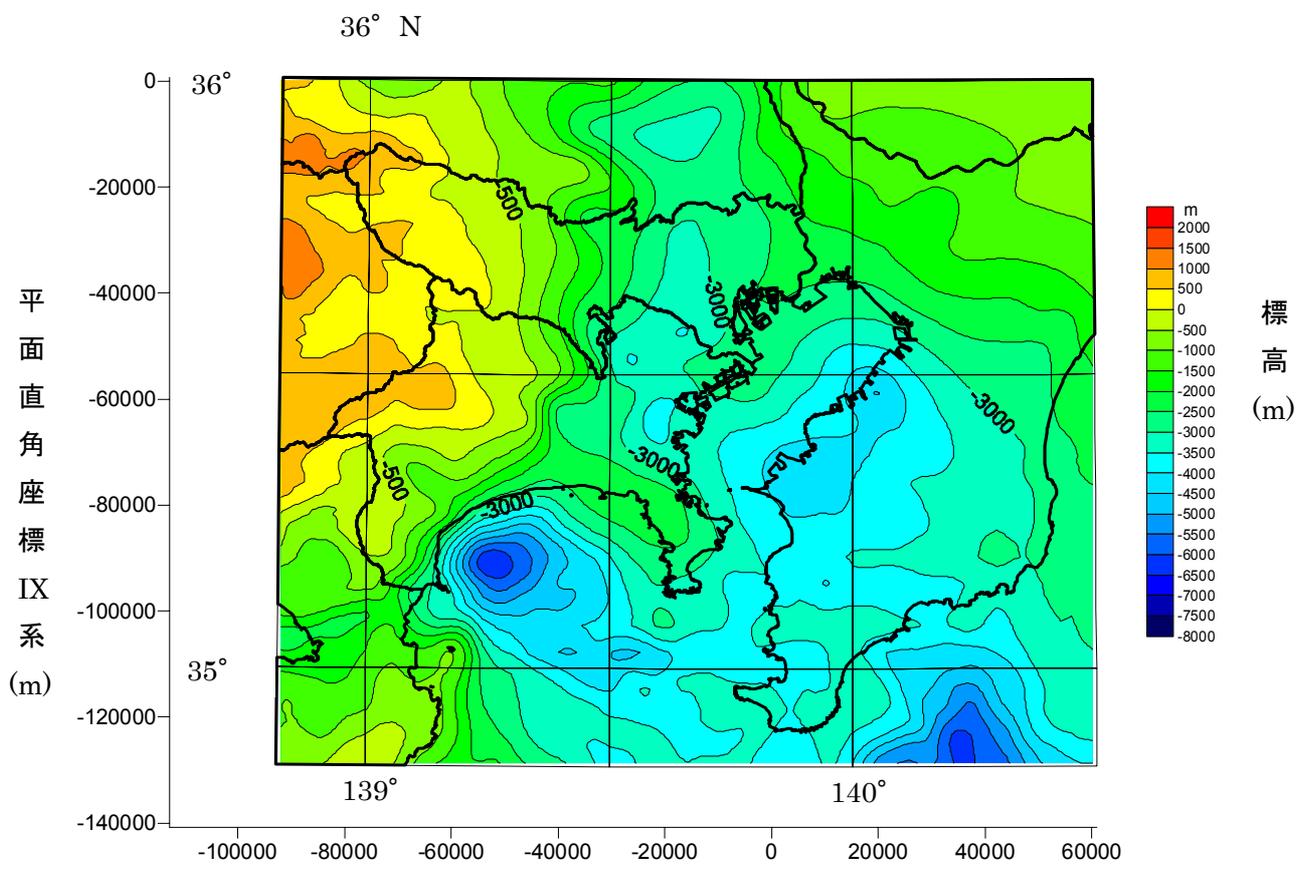
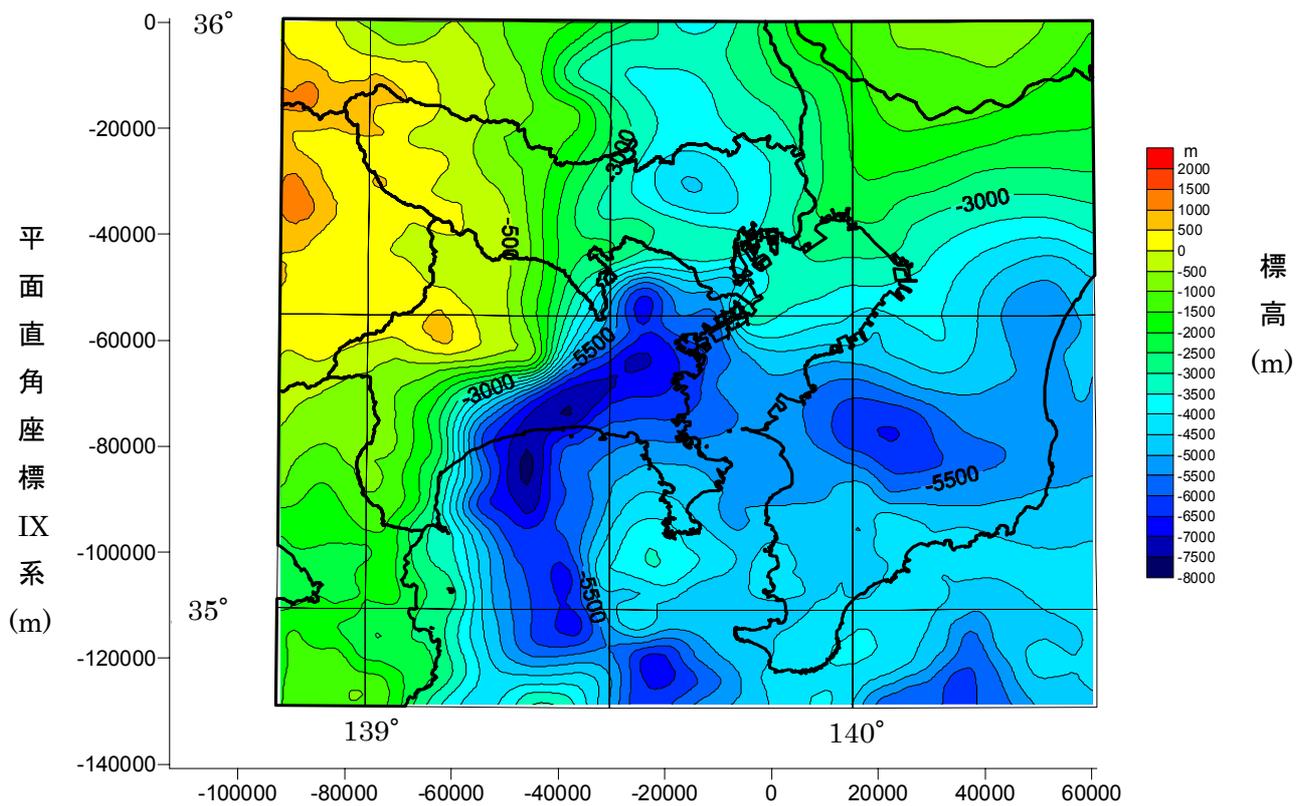


図 1 4 - 1 速度層上面コンタ図 (上 : Vs=3.2km/s、下 : Vs=2.8km/s)

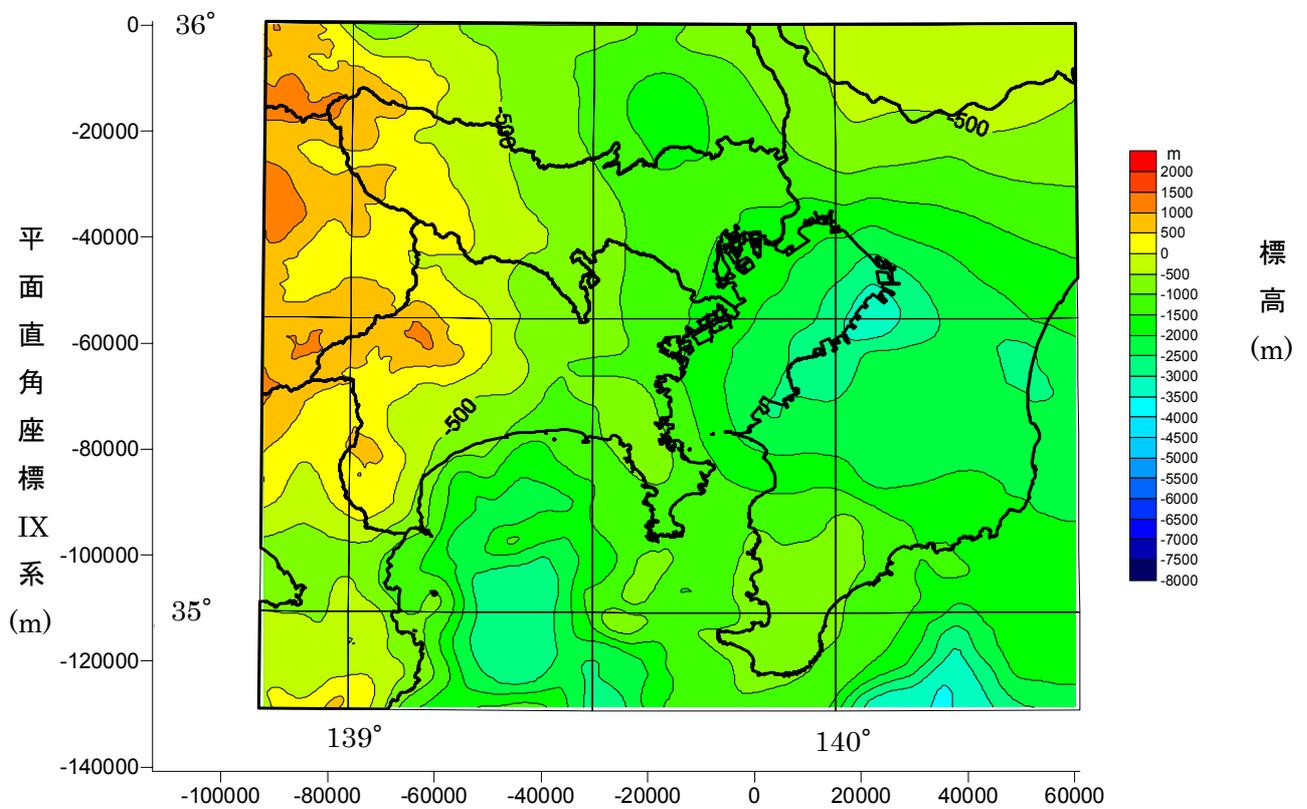
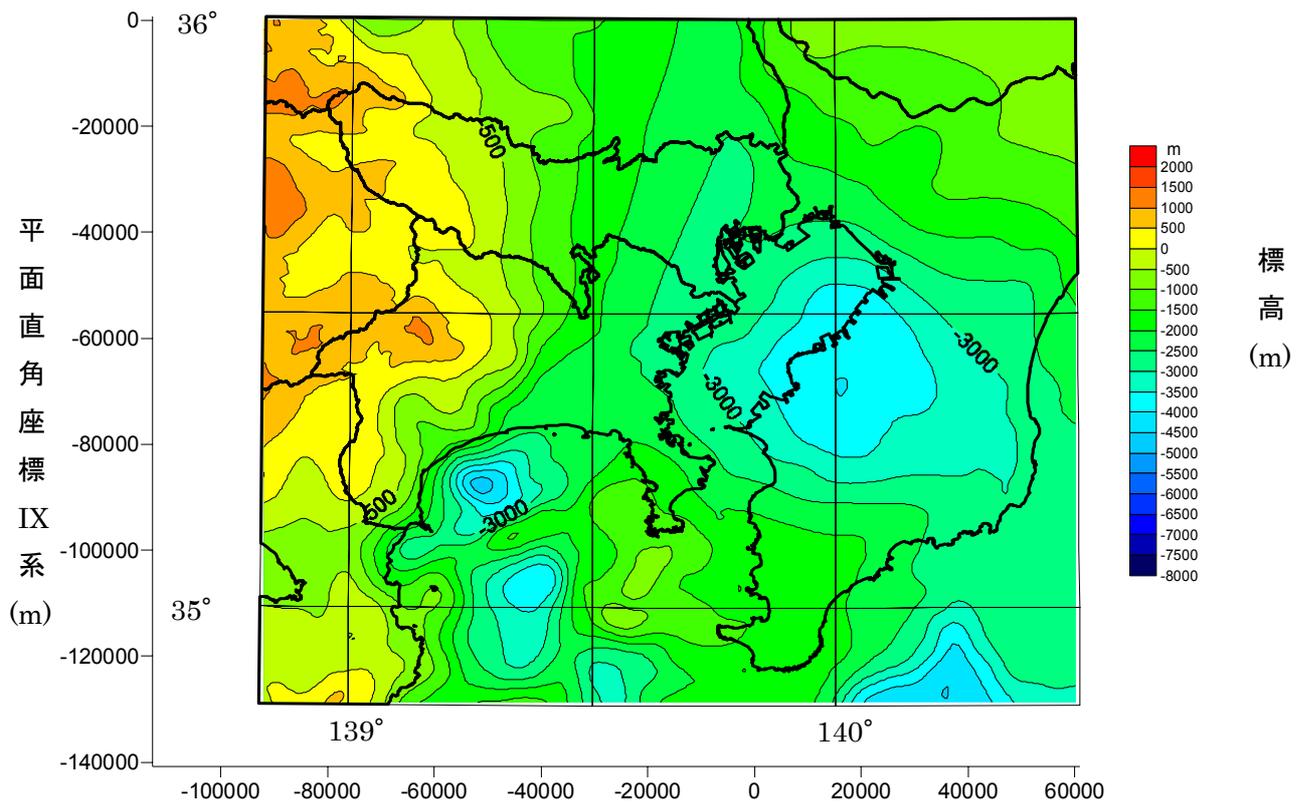


図 1 4 - 2 速度層上面コンタ図 (上 : $V_s=2.3\text{km/s}$ 、下 : $V_s=1.9\text{km/s}$)

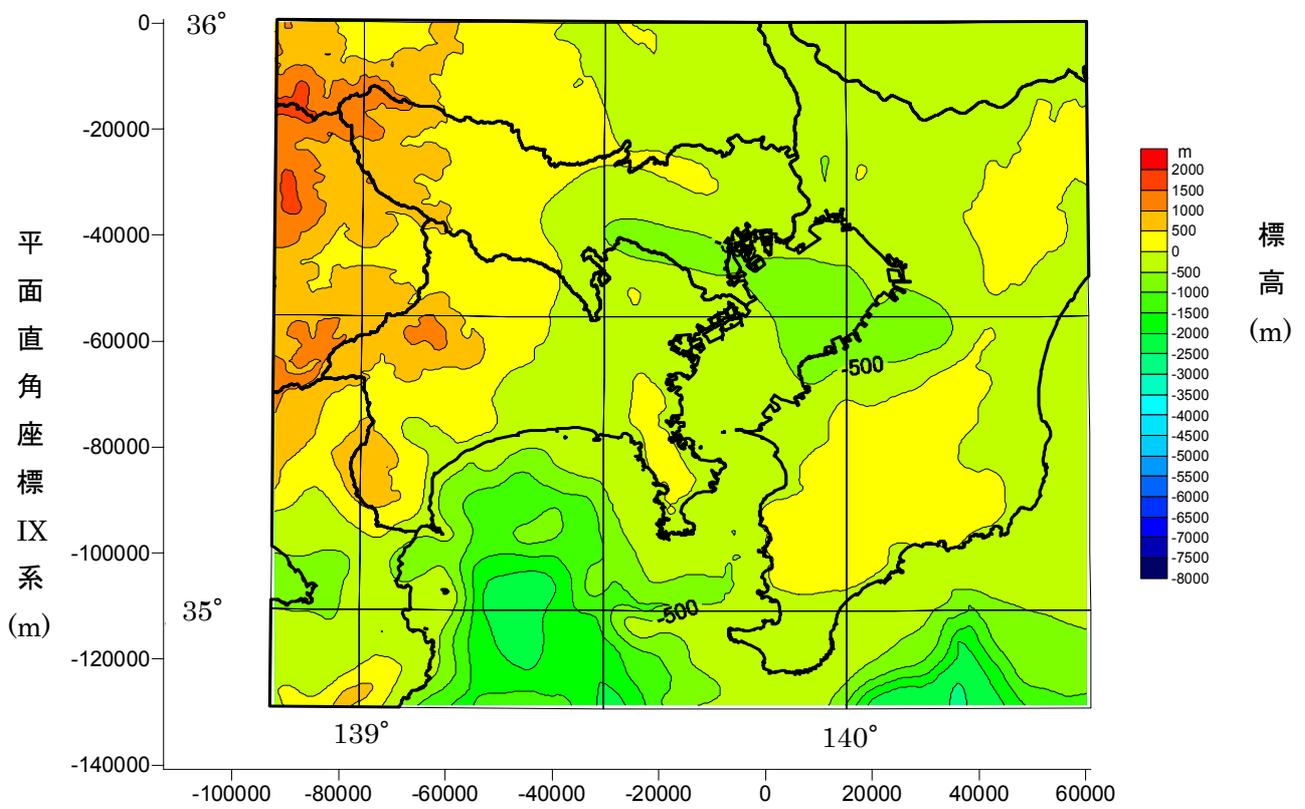
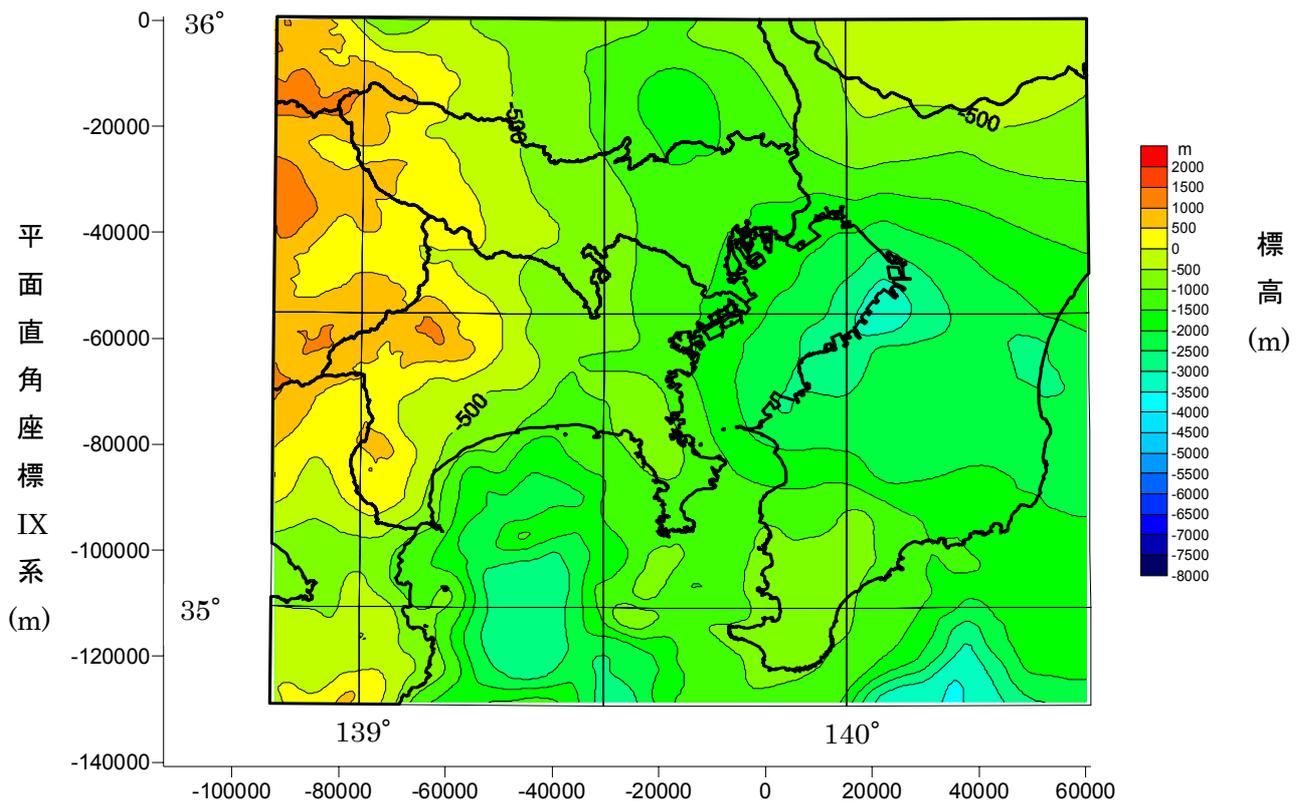


図 1 4 - 3 速度層上面コンタ図 (上 : $V_s=1.5\text{km/s}$ 、下 : $V_s=0.7\text{km/s}$)

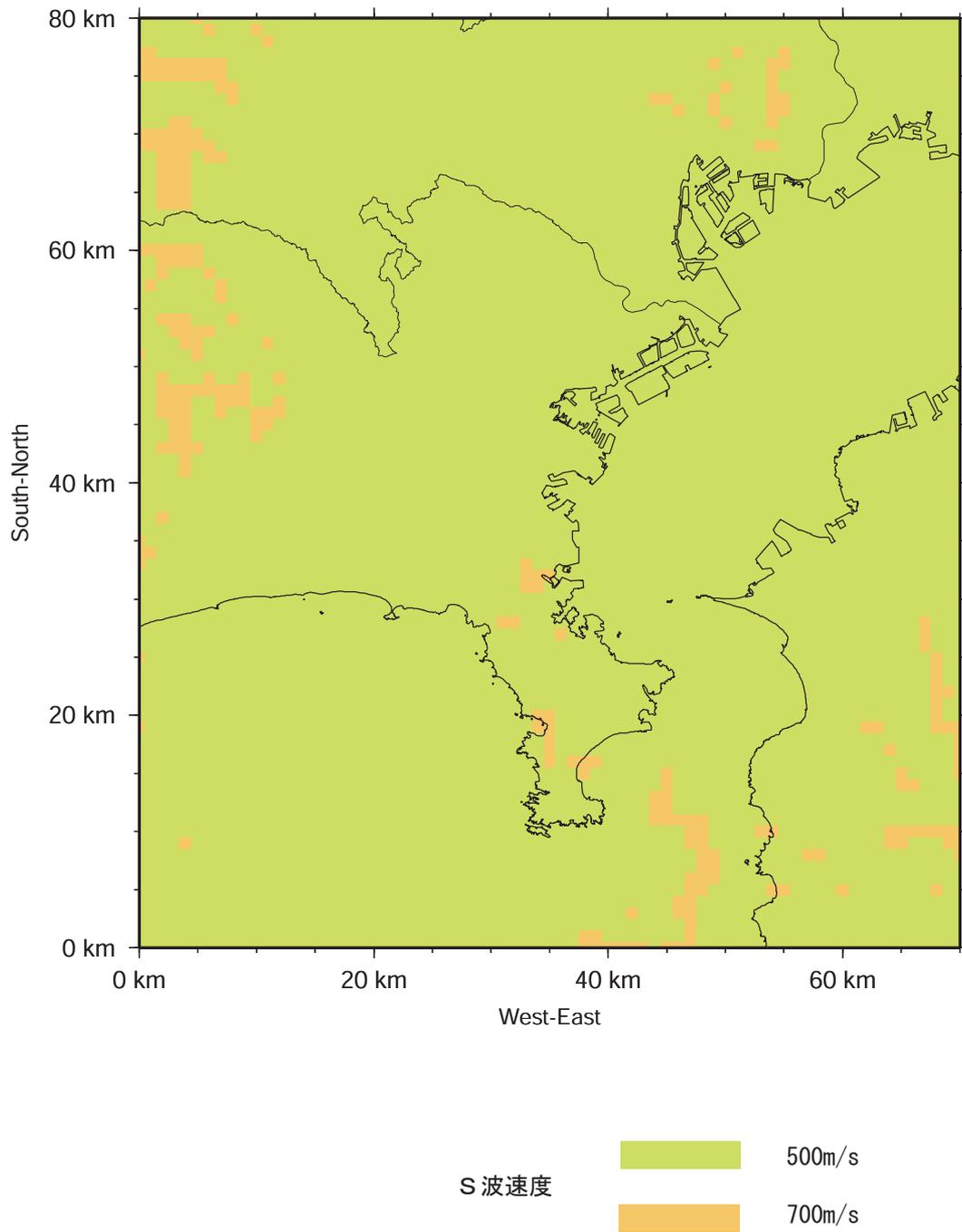


図 1 5 「詳細法工学的基盤」上面のS波速度の分布

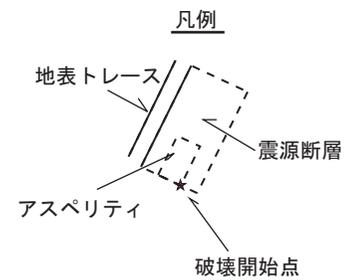
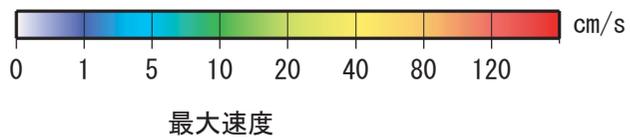
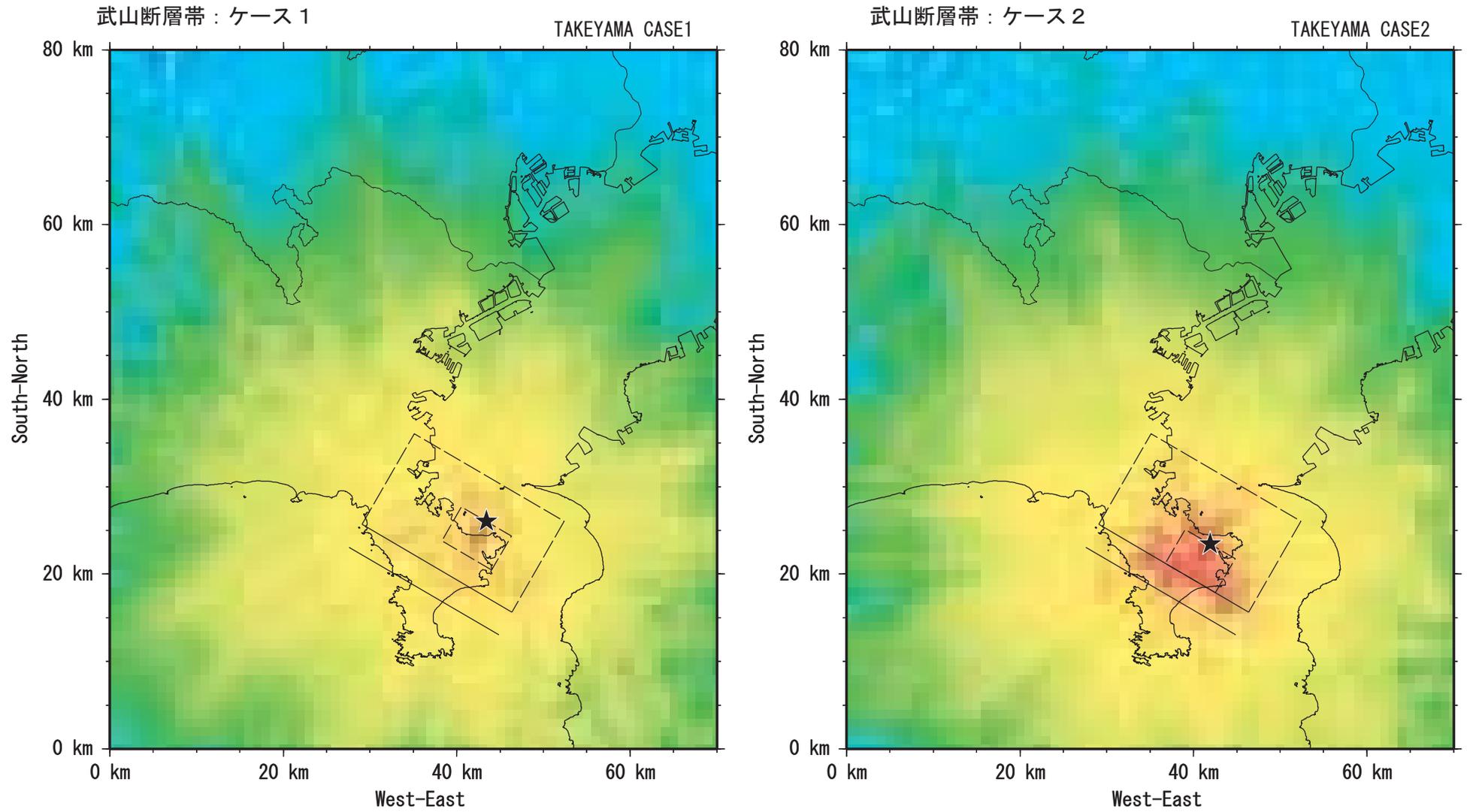


図 18-1 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
武山断層帯：ケース 1 (左)、ケース 2 (右)

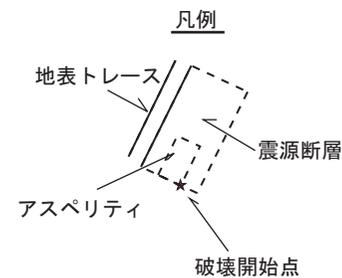
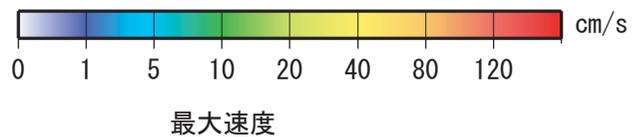
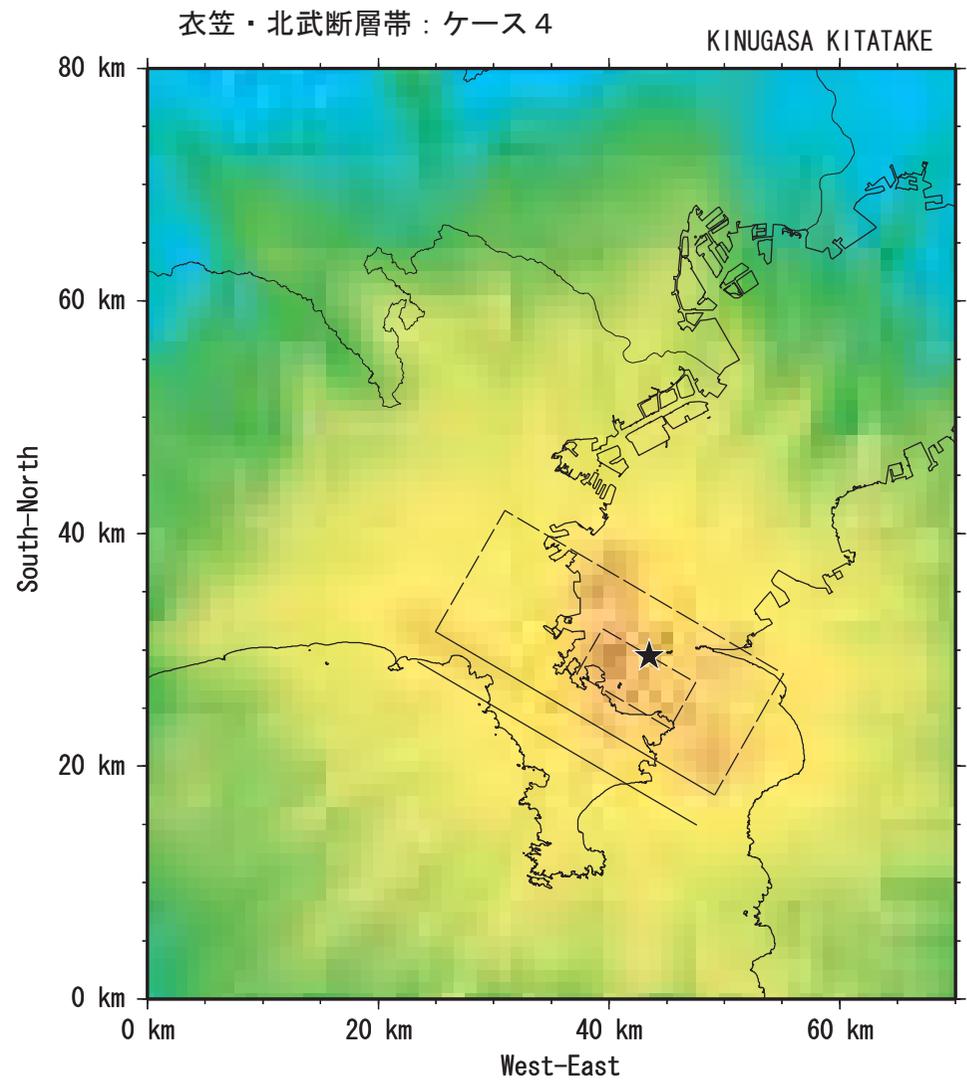
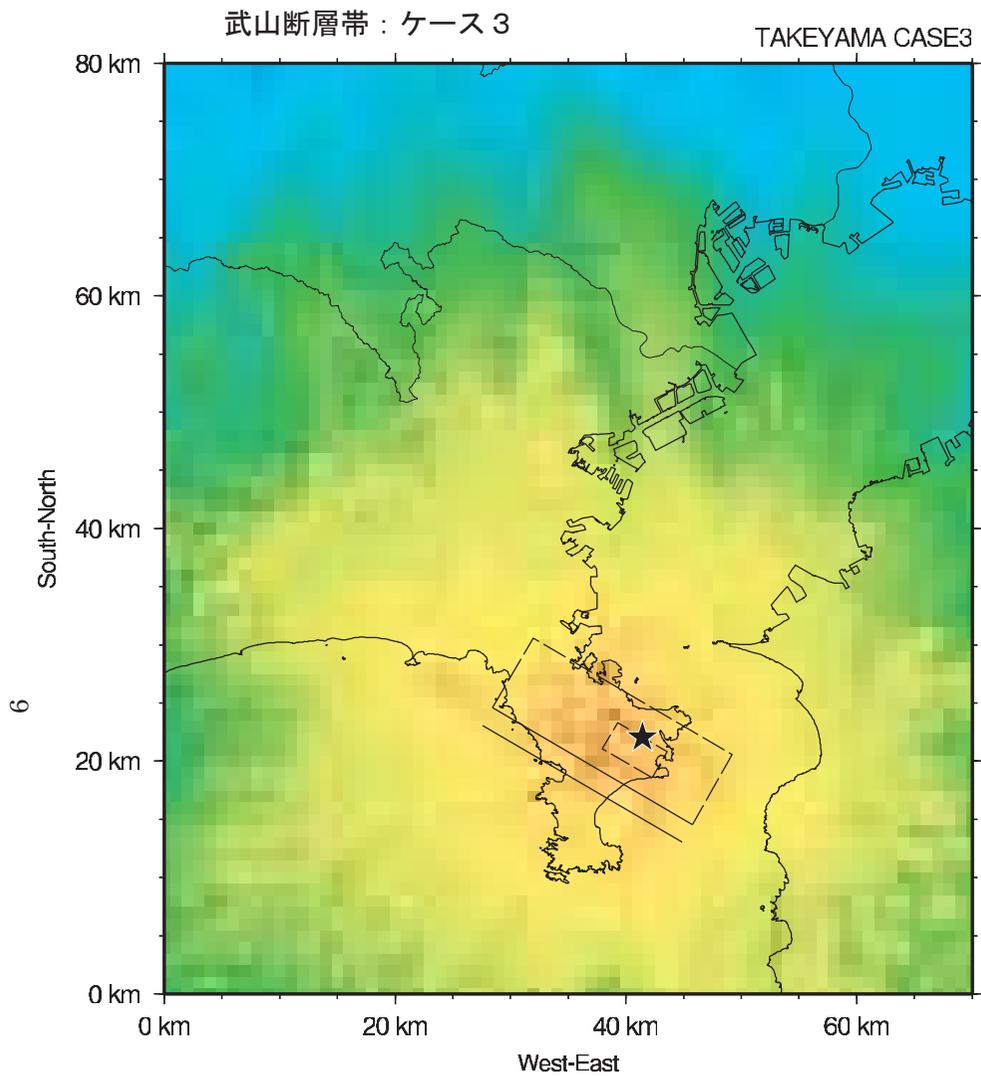


図18-2 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
武山断層帯：ケース3（左）、衣笠・北武断層帯：ケース4（右）

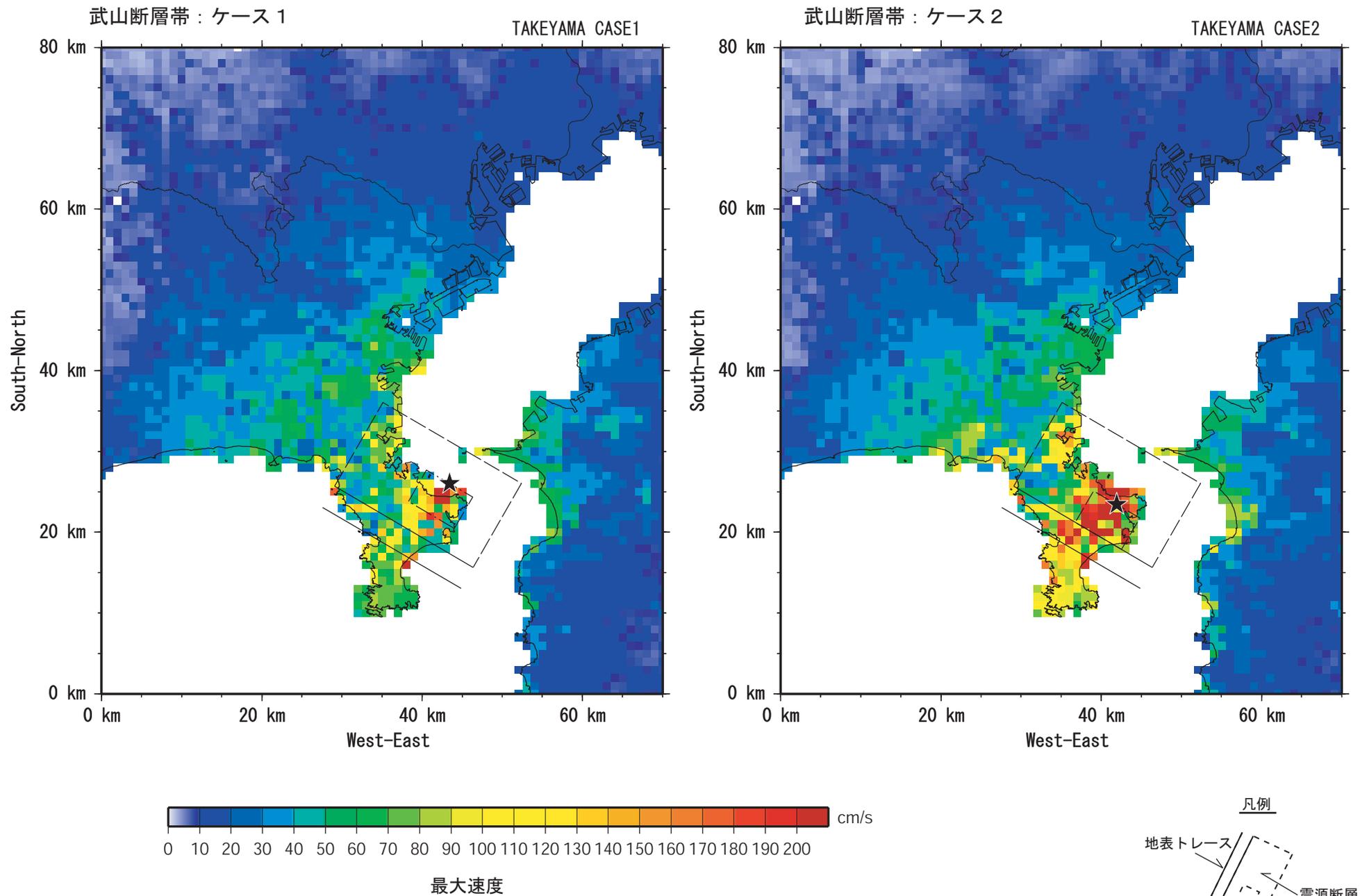


図 19-1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
武山断層帯：ケース 1 (左)、ケース 2 (右)

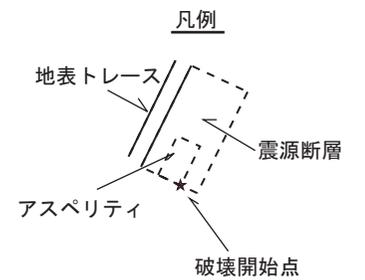
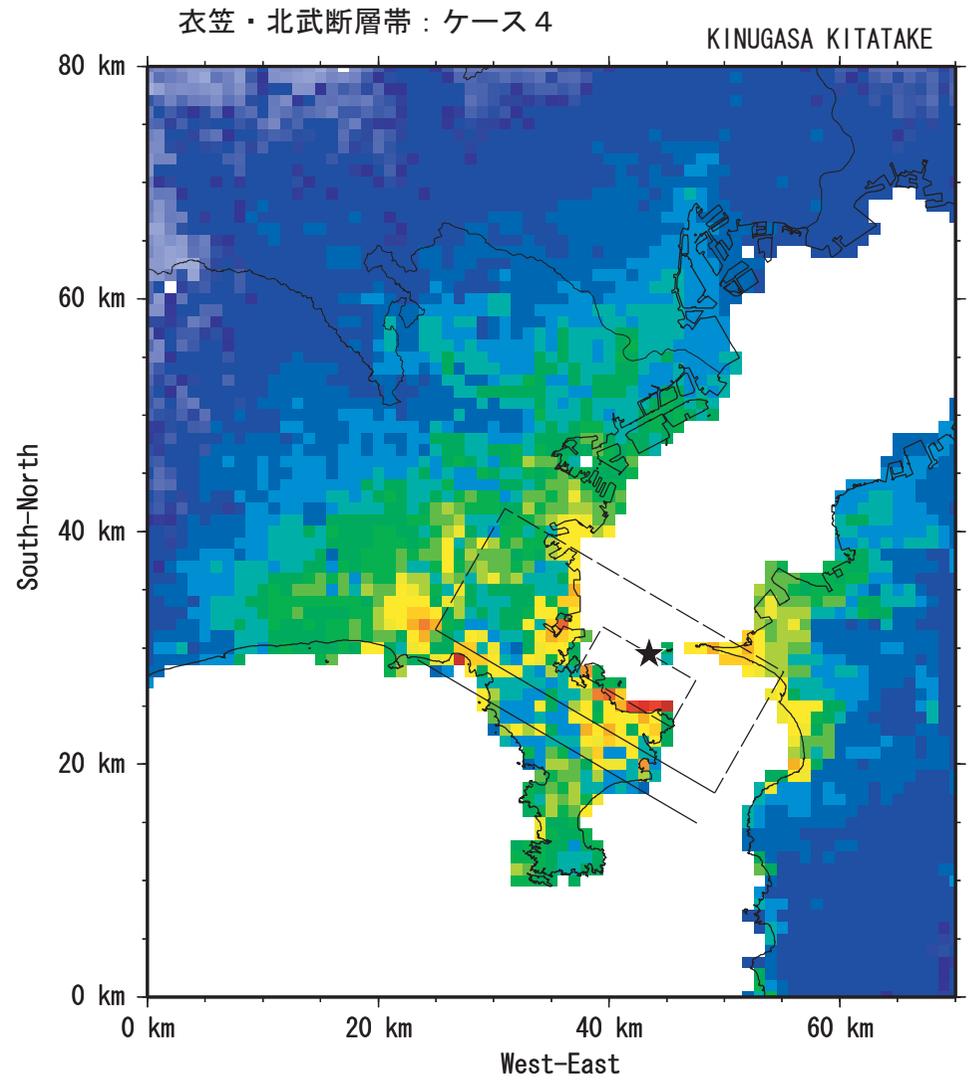
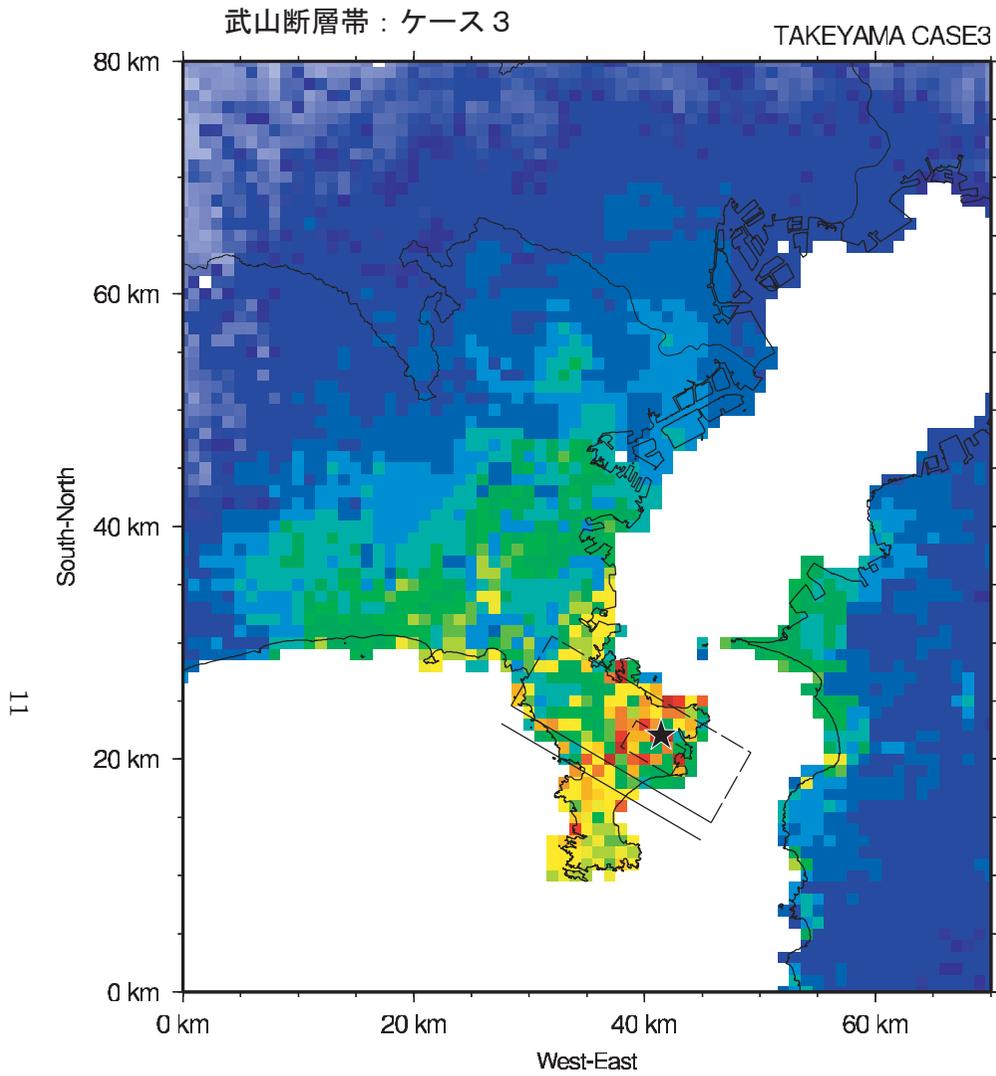
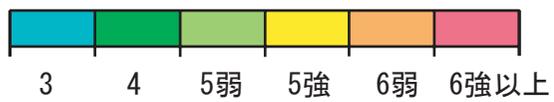
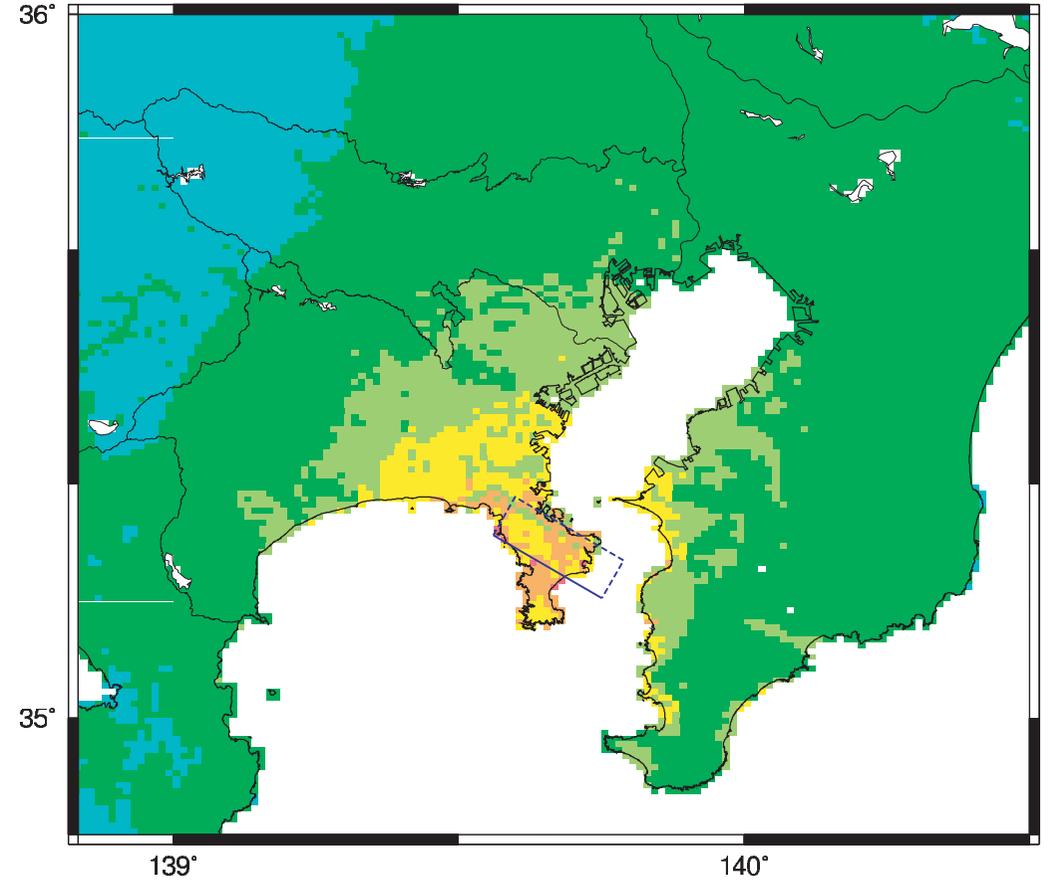
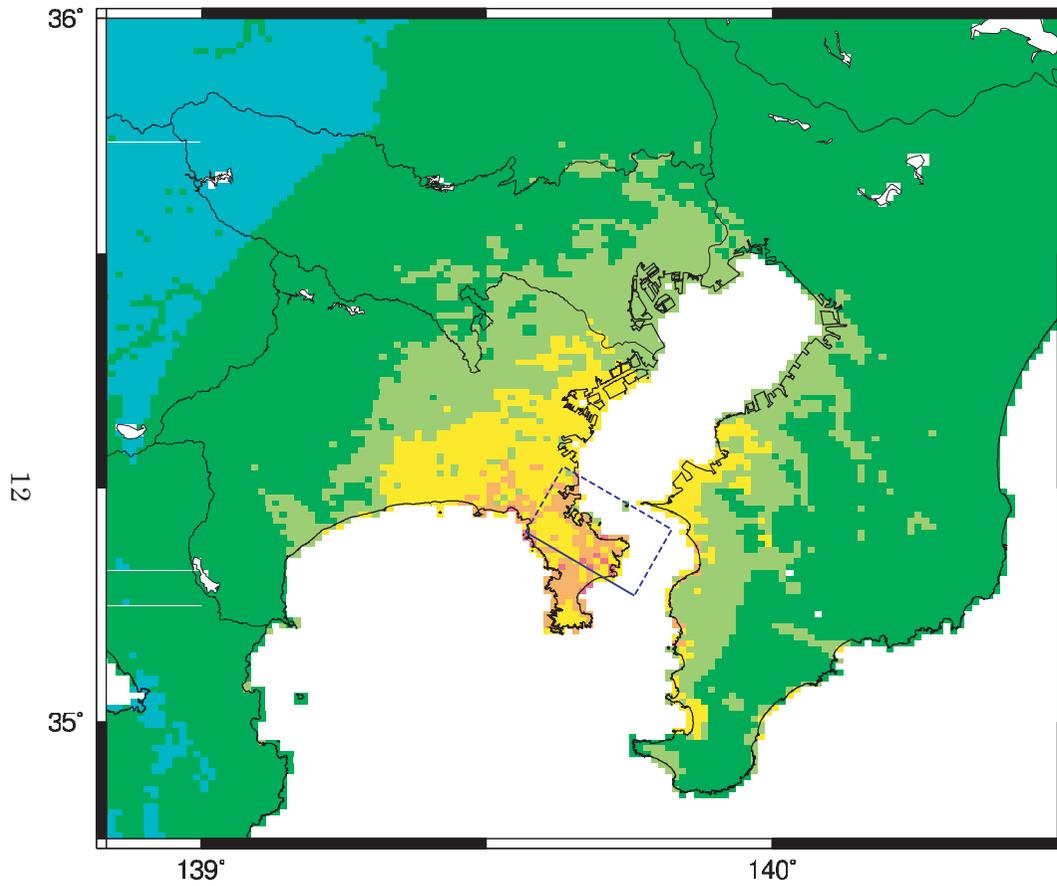


図19-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
 武山断層帯：ケース3（左）、衣笠・北武断層帯：ケース4（右）

武山断層帯：傾斜角45°
(ケース1、2に相当)

武山断層帯：傾斜角60°
(ケース3に相当)



※この図は、日本付近の地震のデータから求められた経験式によって評価した、平均的な地震としての震度分布を示しており、その震度分布の大きさや形状を概観するためのものである。

震度

図20-1 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布

衣笠・北武断層帯：傾斜角45°
(ケース4に相当)

※この図は、日本付近の地震のデータから求められた経験式によって評価した、平均的な地震としての震度分布を示しており、その震度分布の大きさや形状を概観するためのものである。

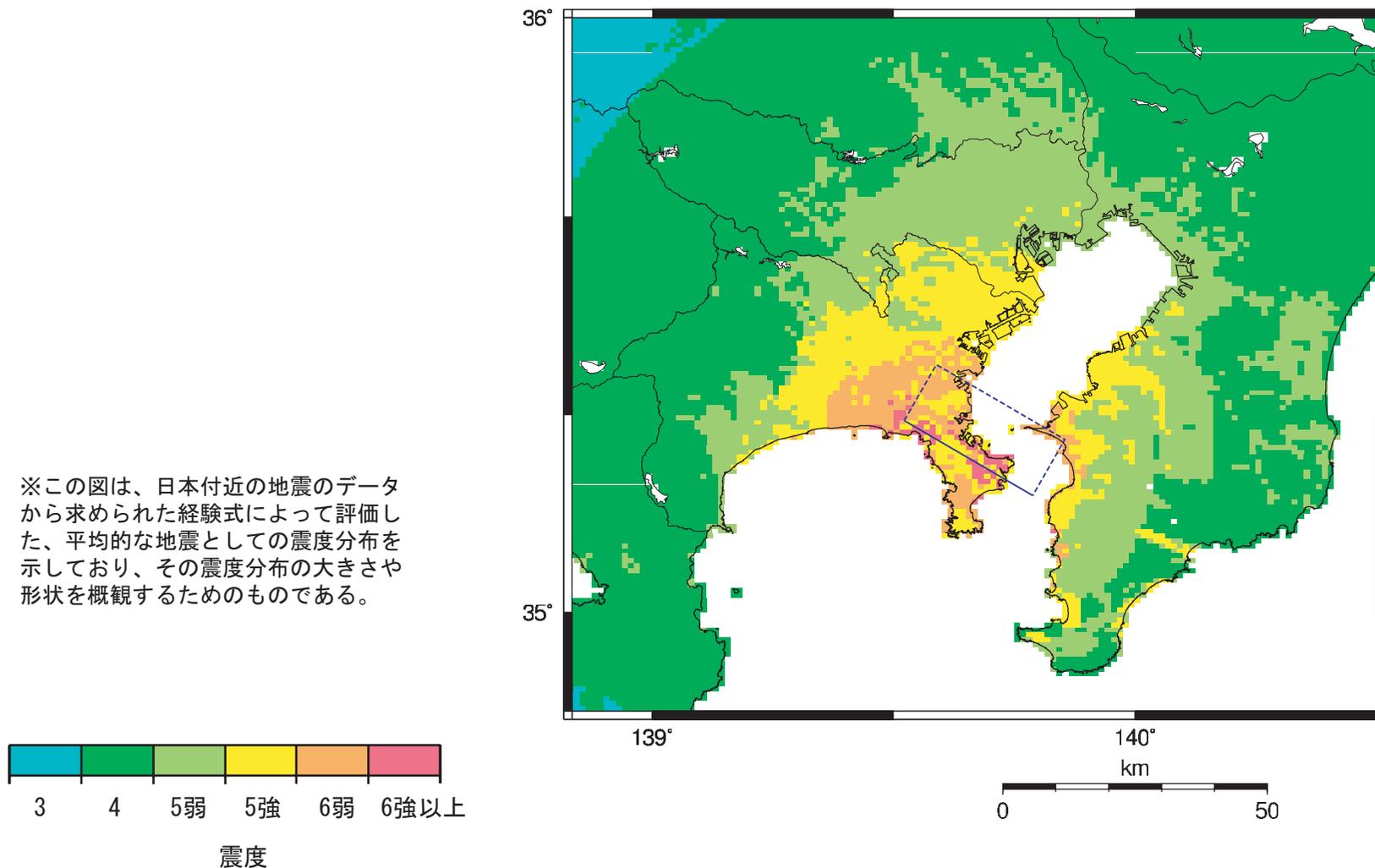


図20-2 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布